



Les ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques : le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont) : comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie

Yves Lagabrielle

► To cite this version:

Yves Lagabrielle. Les ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques : le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont) : comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. Pétrographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 1987. Français. NNT : . tel-00795305

HAL Id: tel-00795305

<https://theses.hal.science/tel-00795305>

Submitted on 27 Feb 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UBO
CNRS
IFREMER
ORSTOM
BRGM

LAGABRIELLE Y.

GIS OCEANOLOGIE ET GEODYNAMIQUE

THESE DE DOCTORAT D'ETAT
UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

+ 2 pl. H.T.

Yves Lagabriele

THESES

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F-38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX (33) 76 67 82 48

LES OPHIOLITES : MARQUEURS DE L'HISTOIRE TECTONIQUE DES DOMAINES OCEANIQUES

Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras , Piémont)
comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie)
et du Coast Range de Californie.



BREST 1987

10 FEV. 1988

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.42

THESE DE DOCTORAT D'ETAT
ès Sciences Naturelles
Mention : GEOLOGIE

SUJET :

LES OPHIOLITES : MARQUEUR DE L'HISTOIRE TECTONIQUE
DES DOMAINES OCEANIQUES

Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont)
Comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du
Coast Range de Californie

présentée par Yves LAGABRIELLE

Soutenue le 5 février 1987, devant le Jury composé de :

Président : M. Jean AUBOUIN, de l'Académie des Sciences

Rapporteurs : MM. René BLANCHET
Thierry JUTEAU
Marcel LEMOINE

Examineurs : MM. Milton Clark BLAKE
Jean Michel CARON
Giorgio V. DAL PIAZ
Jacques DEBELMAS

18 AOUT 2003

RESUME

La limite séparant les ophiolites de leurs couvertures sédimentaires est une zone privilégiée dont l'examen permet de recueillir de nombreuses informations sur l'histoire tectonique des anciens planchers océaniques, depuis leur création jusqu'à l'obduction.

Ce travail présente les méthodes et les résultats d'un tel examen conduit sur trois exemples : les unités piémontaises à ophiolites du Queyras et du Piémont (Alpes sud-occidentales), les ophiolites d'Antalya (Turquie du Sud-Ouest) et les ophiolites du Coast Range de Californie.

A. Dans le premier exemple (livre 1), les observations détaillées concernant les relations entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires sont replacées dans un cadre structural et lithostratigraphique plus vaste. Quatre unités sont définies au sein de l'ensemble des "Schistes lustrés" de ces régions. Du bas vers le haut de l'édifice, on distingue ainsi.

- L'unité ophiolitique éclogitique du Viso ou unité océanique basale. Elle repose tectoniquement sur le massif Dora Maira et résulte elle-même de la superposition de plusieurs sous-unités. La sous-unité sommitale, constituée de metabasites, possède sa propre couverture sédimentaire, éclogitique elle aussi (série du Baracun), qui débute par des marbres, se poursuit par des calcschistes et des micaschistes et se termine par un complexe à blocs d'ophiolites.

- Les unités océaniques médiane et supérieure (faciès schistes bleus), montrent un paléosubstratum océanique et sa couverture sédimentaire bien développée, aux affinités ligures indéniables.

- . Le paléosubstratum océanique est constitué soit de serpentinites, soit de gabbros, recouverts irrégulièrement par des brèches et des arénites issues du démantèlement de ces roches.

- . La couverture de ces ophiolites est constituée par (séries Mirabouc - Bouchet et de la Taillante) :

- * un ensemble discordant comprenant des laves, des radiolarites (datées localement) et des calcaires (Jurassique supérieur, Crétacé inférieur). Cet ensemble est, lui aussi, localement riche en détritiques ophiolitiques.

- * des calcschistes et schistes noirs (Crétacé inférieur - moyen probable).

- * un puissant ensemble de calcschistes gréseux renfermant des fragments de roches vertes qui se présentent sous diverses formes :

- . des olistolites de toutes tailles (10 à 100 m) ;

- . des olistostromes plus ou moins retouchés par les déformations alpines et correspondant actuellement aux niveaux stratiformes basiques (prasinites) et ultrabasiques (serpentinischistes et calcschistes).

Cet ensemble est également riche en détritiques d'origine sialique. Il peut être attribué au Crétacé supérieur basal (Cénomano-Turonien, Sénonien inférieur), à la suite de comparaison avec des séries ligures équivalentes (complexe de Casanova).

- * une unité de calcschistes sans roches vertes, d'origine piémontaise externe probable, forme la partie supérieure de l'édifice.

Dans les unités océaniques médiane et supérieure, le détritisme ophiolitique apparaît à deux niveaux bien distincts des séquences métasédimentaires :

- à la base, où lié au paléosubstratum, il témoigne d'une ouverture océanique particulière avec mise à nu du manteau sous-continentale ;

- au sommet, où, dès le Cénomano-turonien, il annonce la fermeture de la Téthys ligure.

Ces informations, ajoutées aux données déjà disponibles concernant cette partie de l'arc alpin, permettent l'élaboration d'un modèle d'évolution du bassin téthysien liguro-piémontais. Cette évolution s'achève par la fermeture progressive du bassin à la faveur d'écaillages répétés de la lithosphère océanique coïncidant avec un déplacement de la plaque Ibérie vers l'Est, dès le Crétacé moyen.

B. Le second exemple (livre II) est pris dans le Taurus occidental. La couverture sédimentaire des ophiolites est un ensemble détritique spectaculaire, où sont remaniés des débris des roches basiques et ultrabasiqes sous-jacentes. L'analyse de cette séquence, datant de l'obduction, permet de reconstituer l'évolution de la partie supérieure de la lithosphère océanique lors de son transport vers la marge continentale durant le Maestrichtien.

C. Le troisième exemple (livre III), est celui du Coast Range californien. Ici, la couverture sédimentaire et volcanique des ophiolites s'est mise en place dans un contexte d'arc insulaire au Jurassique supérieur. Ceci conduit à envisager pour la marge américaine correspondante, une évolution tectonique au cours du cycle névadien dans laquelle sont impliqués des édifices d'arcs insulaires et un bassin arrière-arc. Le SW Pacifique fournit une image actualiste d'un tel dispositif.

Finalement, de la comparaison entre ces divers exemples, il ressort que les séquences sédimentaires formant la couverture des ophiolites sont, selon les cas, des témoins d'une ou de plusieurs étapes ponctuant l'évolution des domaines océaniques : accretion, écaillages intra-océaniques, obduction et collision.

ABSTRACT

Field analysis in the area corresponding to the boundary between ophiolites and their sedimentary covers provide good informations on the tectonic history of paleo-oceanic domains involved in mountains belts. Three examples, from internal Alps (piemont zone with ophiolites, SW french italian Alps), tauric belt (Antalya ophiolites), and californian Coast Range ophiolites) are developed.

In the first example ("Livre I"), detailed investigations on the ophiolites-cover relationships are situated within a general tectono-stratigraphic framework. Four units are thus distinguished, from bottom to the top :

- * A basal oceanic unit (Viso unit), resting tectonically over the Dora Maira continental massif, shows ophiolites slices metamorphosed under eclogitic conditions. The upper slice is stratigraphically overlain by its sedimentary cover with basal marbles, calcschists and micaschists in turn overlain by an ophiolitic "mélange".
- * Two oceanic units ("médiane" and "supérieure") metamorphosed under Blue Schists facies conditions, are composed of a paleo-oceanic basement and a thick sedimentary cover.
 - The ophiolitic basement is made of serpentized lherzolites and minor gabbros locally overlain by ophiolitic breccias and sandstones.
 - The cover is composed of :
 - . an assemblage which consists of basaltic flows, radiolarites and marbles (Upper Jurassic, Lower Cretaceous). This assemblage also contains ophiolitic detritus ;
 - . calcschists and "black shales" (Middle Cretaceous) ;
 - . a thick sequence of calcschists containing various ophiolitic detritus such as blocks (10, 1000 m) and meta-olistostromes (now prasinites or serpentinoschists). This sequence also shows continental-derived detrital elements quartz grains, quartzites levels). A Cenomanian-Lower Senonian age range can be proposed for this sequence on the basis of comparisons with equivalent unmetamorphosed ligurian series.
- * The upper unit is a thick sequence of calcschists without ophiolites, of european external origin.

Ophiolitic detritus of the two upper units are present in two distinct levels of the cover.

- . In the lower part, very close to the basement. It appears to be the sedimentary record of oceanic tectonism linked to a peculiar type of oceanic accretion with continental denudation.
- . At the top, announcing the first stages of the oceanic closure.

These data allow to propose a general scenario for the tectonic evolution of the piemont-ligurian oceanic basin. This evolution is achieved with the closure of the ocean and the alpine collision. This closure started as the Iberian plate moved eastward during the middle Cretaceous.

The second example ("Livre II") is chosen in Turkey. The ophiolites of the Antalya nappes are capped by a spectacular detrital sequence composed of various ophiolitic breccias (total thickness 1000 m). The breccias formed as debris slides from bathymetric highs on the ocean crust as the result of renewed tectonic activity linked to ophiolite obduction during the Maestrichtian.

In the third example ("Livre III"), we describe the stratigraphic cover of the Coast Range ophiolites. The breccias, sandstones and lavas forming this sequence emplaced in a volcanic arc environment. This implies to propose a new tectonic scenario for the emplacement of the ophiolites corresponding to the collision of volcanic arcs and the closure of a back-arc basin during the Nevadan orogeny.

In conclusion, the comparison between these different examples lead to assign a peculiar signification to each ophiolitic cover, in relation to various tectonic events that may affect oceanic basements, such as : accretion processes, intra-oceanic sliding and obduction.

AVANT-PROPOS

Ce travail présente les résultats de quatre années de recherches menées au sein du GIS Océanologie et Géodynamique de Brest sous la direction de René Blanchet. J'ai bénéficié dans ce cadre de la collaboration et d'échanges scientifiques fructueux avec mes collègues de l'Université de Bretagne Occidentale et de l'IFREMER.

Dans les Alpes, après que MM. Lemoine et Tricart m'aient permis de découvrir les zones internes au cours de ma thèse de troisième cycle, c'est le plus souvent en compagnie de Riccardo Polino du CNR de Turin que j'effectuais mes campagnes de terrain. Ce travail, qui lui doit beaucoup, est aussi en grande partie le sien. Plusieurs extraits de publications communes rédigées à Brest au cours de ses nombreux séjours, composent en effet certains chapitres de ce mémoire. De même, je tiens à associer Kathy Garland, Olivier Le Mer, Bruno Scaillet et Nicolas Pinet dont les recherches, effectuées dans le cadre de DEA, sont des assises précieuses sur lesquelles ce travail s'appuie en partie.

Catherine Mével, Jean-Robert Kienast et Michel Ballèvre ont examiné et analysé des échantillons de roches métamorphiques, permettant ainsi d'obtenir la vision globale nécessaire sur l'évolution thermobarométrique des unités alpines.

Ce travail a largement bénéficié des nombreuses discussions et excursions communes avec Serge Fudral et Eric Deville; là encore, j'ai puisé dans nos réflexions des éléments déterminants pour la construction de mes interprétations.

Enfin, une dernière excursion dans le Queyras, en compagnie de Riccardo Polino, Serge Fudral, Jean-Michel Caron, Eric Deville, Roland Dubois, Michel Gravelle et Jean René Darboux, a été l'occasion d'échanges de vues bénéfiques, aux premières heures de la rédaction.

Durant ces quatre années, d'autres personnes me permettaient d'étendre mon champ d'action, et d'appliquer à d'autres cas la démarche mise en oeuvre dans les Alpes. Ainsi, Thierry Juteau et Hubert Whitechurch m'entraînaient-ils en Turquie. Grâce à eux, je découvrais à la fois un pays, et des interlocuteurs passionnés, Jean Marcoux, Luc-Emmanuel Ricou et Ingrid Reuber. Par la suite, Hubert Whitechurch me fit l'amitié de m'accompagner en d'autres lieux, les Alpes et la Californie.

C'est à René Blanchet, Jean Aubouin, François Roure et Claude Rangin que je dois ma découverte des cordillères ouest-américaines. Je retournais ensuite dans le Coast Range à deux reprises, accompagné de François Roure et Alain Coutelle puis de Hubert Whitechurch; Clark Blake nous réservant à chaque occasion un accueil amical. Sur le terrain, la présence de ces personnes fut indispensable à la maturation des interprétations proposées ici. Au laboratoire, René Maury et Pierre Thonon furent mis à contribution pour tenter de préciser les affinités des volcanites prélevées, tandis que Christine Louvion et André Schaaf dataient certains des terrains concernés en extrayant des radiolaires.

Quelle que soit la zone considérée, des discussions avec de nombreux collègues m'ont souvent guidé vers les conceptions présentées ici. En dehors de ceux dont j'ai tenu ci-dessus à rappeler les noms, je citerai: Gérard Duée, Alain Fortané, Jean-Louis Olivet, Jean-Marie Auzende et Mathilde Cannat. Enfin, je tiens à remercier Claude Grandjacquet et Bernard Labesse pour leurs conseils lorsque je tentais d'effectuer quelques rapprochements entre les unités piémontaises et apenniniques.

Mme Quentel a assuré la frappe et la mise en page difficile de ce mémoire, je tiens à la remercier particulièrement pour la qualité de son travail.

Joseph Cotten a réalisé les analyses sur roche totale. Stan Floch et Félix Salaün ont confectionné les nombreuses lames minces nécessaires à cette étude. Jean-Luc Travers a assuré le tirage des photographies.

Michèle Fichaut est l'artisan de la mise en ordre et du tirage de la bibliographie

et des tableaux d'analyses, tâche qu'elle a assurée avec dextérité.
 Dans les derniers moments, l'aide morale de mes voisins me fut précieuse, je remercie ainsi André Schaaf, Alain Coutelle, Etienne Ruellan, Erik Houlgatte, Anne-Lise Monjanel et Nathalie Pisot.

Le financement des missions et analyses a été assuré par le CNRS, les contrats IFREMER-UBO et l'ASP Cordillères américaines du CNRS.

Enfin, je tiens à remercier les membres du Jury d'avoir accepté de juger ce travail.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	3
LIVRE I .- LES UNITES A OPHIOLITES DE LA ZONE PIEMONTAISE (QUEYRAS, PIEMONTE) : NAISSANCE ET EVOLUTION DU BASSIN OCEANIQUE LIGURO-PIEMONTAIS	5
PREMIERE PARTIE : Introduction - cadre et but de l'étude	7
CHAPITRE I : Conceptions successives sur l'origine des Schistes lustrés des Alpes Cottiennes	7
CHAPITRE II : Cadre et but de l'étude	15
DEUXIEME PARTIE : Lithostratigraphie et structure des unités de Schistes lustrés	23
CHAPITRE I : Présentation générale, les grandes unités	23
CHAPITRE II : L'unité du Viso ou unité océanique basale	27
CHAPITRE III : L'unité Mirabouc - Bouchet ou unité océanique médiane	27
CHAPITRE IV : L'unité Pelvas - Taillante - Rocca Bianca ou unité océanique supérieure	109
CHAPITRE V : L'unité des calcschistes	155
CHAPITRE VI : Conclusions à l'analyse lithostratigraphique	163
TROISIEME PARTIE : Synthèses, discussions et conclusions générales	173
CHAPITRE I : Synthèse structurale	173
CHAPITRE II : La position initiale des unités et leur place dans l'édifice structural - Discussion	179
CHAPITRE III : De l'ouverture à la fermeture du bassin océanique liguro-piémontais	193
LIVRE II .- LA COUVERTURE DES OPHIOLITES D'ANTALYA (TURQUIE) : UNE SERIE DETRITIQUE MISE EN PLACE AU COURS DE L'OBDUCTION	225
CHAPITRE I : Les ophiolites d'Antalya : présentation générale ; cadre régional	225
CHAPITRE II : Les brèches ophiolitiques de la région de Kemer, description et interprétation	231
CHAPITRE III : Conclusions - Comparaison avec le cas alpin	243
LIVRE III .- LES OPHIOLITES DU COAST RANGE (CALIFORNIE) : DES TEMOINS D'ARC ET DE BASSIN ARRIERE-ARC	247
CHAPITRE I : Introduction générale ; cadre et but de l'étude	249
CHAPITRE II : Les ophiolites et leur couverture volcano-sédimentaire dans quatre secteurs clés	255
CHAPITRE III : Conclusions - Un modèle d'évolution de la marge nord-américaine au Jurassique moyen-supérieur : comparaison avec le SW Pacifique	279
CONCLUSIONS GENERALES	287
BIBLIOGRAPHIE	293
TABLE DES MATIERES et LISTE DES FIGURES	
TABLEAUX D'ANALYSES	

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOÛT 2003

INTRODUCTION GENERALE

Les ophiolites sont les marqueurs de l'histoire magmatique des anciens domaines océaniques. C'est donc le plus souvent sous l'angle pétrologique et magmatologique que leur étude est abordée. A côté de cet aspect, les ophiolites montrent également des marques d'une évolution tectonique polyphasée, dont le point de départ se situe à l'axe même des paléo-océans et qui s'achève par leur mise en place sur les marges continentales.

Ces marques sont d'abord des "cicatrices" internes, bouleversant plus ou moins profondément la géométrie de ces assemblages. Leur examen s'effectue donc au coeur même des ophiolites. Mais d'autres renseignements essentiels concernant cette évolution tectonique peuvent être puisés à l'interface entre ces roches et les ensembles sédimentaires avoisinants, là où justement s'arrêtent les pas des pétrographes.

S'intéresser à cette limite revient donc à porter sur les ophiolites un regard focalisé plutôt sur leurs parties périphériques et leurs enveloppes sédimentaires. Ceci constitue le thème général de ce travail.

Cette démarche a été menée d'abord dans les Alpes internes franco-italiennes, dans la partie centrale des Alpes Cottiennes (1), correspondant aux régions du Haut Queyras et du Haut Val Pellice. J'ai étendu son application au cas des ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. Ce mémoire est ainsi divisé en trois livres, chacun d'eux traitant d'un secteur géographique distinct.

Le premier livre est organisé à la manière d'une étude structurale classique dans laquelle les problèmes concernant les relations ophiolites - sédiments sont traités avec un soin particulier. Il est apparu impossible, en effet, de discuter de l'évolution tectonique des ophiolites sans les intégrer dans un cadre lithostratigraphique et structural plus vaste. Cet élargissement indispensable permet finalement de proposer un schéma d'évolution général du bassin océanique téthysien liguro-piémontais, depuis son apparition jusqu'à sa fermeture complète.

Ce livre est à son tour divisé en trois parties. La première partie, introductive, situe le problème considéré dans le cadre des recherches antérieures ; la seconde partie, descriptive, présente les résultats des analyses lithostratigraphiques et structurales. Synthèses et discussions sont rassemblées dans la troisième partie, dont la lecture peut s'effectuer d'emblée grâce à un bref rappel du contenu des parties précédentes.

Ces travaux alpins ont été menés en étroite collaboration avec Riccardo Polino (CNR, Turin) ; ils sont donc le fruit d'une recherche concertée.

Le second livre rend compte d'une opération plus ponctuelle sur la couverture détritique des ophiolites d'Antalya. Il se termine par une discussion dans laquelle les résultats obtenus sont confrontés aux conclusions du premier livre.

(1) De Cottius, ancien chef romain, roi de Suse, les Alpes Cottiennes comprennent les versants alpins français et italiens, situés entre les transversales de Turin (Val de Suse) et de Cuneo.

Le troisième livre traite du cas du Coast Range de Californie. Là encore, l'examen des rapports entre les ophiolites et leur couverture sédimentaire a été notre principale préoccupation. Des résultats inattendus en regard des conceptions classiques sont ainsi apparus. Pour les confirmer, un complément de données pétrologiques et géochimiques a été apporté. Un modèle d'évolution géodynamique de la marge nord-américaine au Jurassique moyen - supérieur est finalement proposé.

UNIVERSITE DE GRENOBLE II
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

LIVRE I

LES UNITES A OPHIOLITES DE LA ZONE PIEMONTAISE (QUEYRAS, PIEMONT) : NAISSANCE ET EVOLUTION DU BASSIN OCEANIQUE LIGURO-PIEMONTAIS

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

CADRE ET BUT DE L'ETUDE

CHAPITRE I :

CONCEPTIONS SUCCESSIVES SUR L'ORIGINE

DES SCHISTES LUSTRES DES ALPES COTTIENNES

I .- INTRODUCTION

Au fil des années, durant le XXème siècle, les Schistes lustrés des Alpes Cottiennes furent l'objet de subdivisions lithostratigraphiques et tectoniques toujours plus détaillées et plus complexes. Seul un rapide retour en arrière sur les recherches et les concepts relatifs à ces terrains permettra de saisir la signification de ces découpages successifs et surtout de mesurer leur influence sur nos vues actuelles.

L'état de nos connaissances est en effet le résultat d'un long cheminement, fruit d'un décryptage minutieux mené par des chercheurs appartenant à des écoles diverses essentiellement françaises et italiennes. Les conceptions anciennes et actuelles sur la signification des unités composant le complexe charrié des "schistes lustrés piémontais" restèrent toujours sous l'étroite dépendance des grands courants qui animaient la géologie. A cet égard, comme dans d'autres disciplines, les découvertes décisives des années 1960-70 (tectonique des plaques, accréion océanique, structures des marges continentales ...) furent des guides précieux pour la compréhension de ces zones.

Deux grandes périodes de l'histoire de la géologie des Schistes lustrés peuvent être distinguées. La période historique, de la fin du XIXème siècle jusqu'à 1950, est celle des pionniers et des premières découvertes paléontologiques. Les Schistes lustrés, alors regardés comme un ensemble indivisible, ont une position structurale encore imprécise. La période récente, coïncidant dans nos régions avec le début des travaux de Lemoine (1951), est celle des grands débrouillages lithostratigraphiques et structuraux ; le géosynclinal y devient bassin océanique, les roches vertes reçoivent une couverture sédimentaire ... Les lignes qui suivent retracent les principales étapes de cette histoire.

II .- LA PERIODE HISTORIQUE

A. QUELQUES RAPPELS

Nous ne détaillerons pas ici les nombreuses hypothèses concernant l'âge des Schistes lustrés proposées depuis le XIX^{ème} siècle. J.M. Caron (1977) consacre, dans sa thèse, quelques pages à une revue exhaustive des travaux conduits au début de ce siècle.

Indiquons toutefois quelques faits et quelques repères paléontologiques acquis durant cette période.

L'âge triasique et liasique des niveaux formant la base des Schistes lustrés du Val Grana, dans les Alpes Cottiniennes méridionales, était définitivement prouvé à la suite de la découverte par Franchi et Di-Stephano (1896) de Lamellibranches, Gastéropodes et Ammonites. L'ensemble des Schistes lustrés, roches vertes y compris, formant la "zona delle pietri verdi" des auteurs italiens fut donc considéré par Franchi comme d'âge triasico-liasique. Pourtant, Parona en 1892 avait découvert dans les méta-radiolarites de Cesana, près du Montgenèvre, une association faunistique qu'il attribuait déjà au Jurassique supérieur. Cette découverte était confirmée en 1912 par Squinabol.

En 1907, Termier, à la suite de Lugeon et Argand (1905), proposait de voir dans les Schistes lustrés, une nappe de charriage autonome. Il se heurtait en ce sens aux conceptions de Franchi, animateur de l'école autochtoniste.

B. LA SIGNIFICATION DES ROCHES VERTES

Un autre sujet de débat concernait la signification des roches vertes. Dans certains secteurs préservés des déformations alpines, l'origine éruptive des basaltes était reconnue. Pourtant, la création des serpentinites, par métasomatisme de dolomies sédimentaires, interprétation répandue par Longchambon (voir Juteau, 1975) était encore discutée jusqu'en 1964 (Lemoine, 1955 ; Conti, 1964).

Dans un long travail consacré à la mise en place et à l'âge des "roches vertes" du Haut-Queyras, Routhier en 1944 nous fournit une excellente mise au point sur les idées et les conceptions de l'époque, relatives non seulement aux ophiolites, mais également à la stratigraphie de la zone des "calcschistes piémontais". Cette note s'accompagne d'une esquisse géologique remarquablement exacte de la région qui nous intéresse ici. Les contours des principales masses de roches vertes y sont figurés ; ils ne diffèrent pas, dans leurs grandes lignes, de ce que nous proposons. La zone des Schistes lustrés est prise dans son entier. L'âge mésozoïque des calcschistes piémontais n'est pas discuté ; leur base stratigraphique comprend le Trias moyen et supérieur. L'auteur opte définitivement pour l'origine magmatique intrusive des ophiolites. Néanmoins, il ne rejette pas d'emblée l'hypothèse de la création des serpentinites par métasomatisme, bien que pour lui, ce mode de genèse ne s'applique pas aux roches vertes qu'il étudie. Ultrabasites, gabbros et dolérites sont regardés comme les produits de la cristallisation d'un magma simique injecté dans les sédiments abyssaux. L'auteur insiste sur l'existence de roches vertes très laminées (les prasinites) s'opposant par leur fabrique tectonique à des ophiolites peu déformées (les euphotides et certaines serpentinites) et estime que deux générations d'intrusions d'âge triasique ou jurassique inférieur et jurassique supérieur - néocomien, se sont succédées.

A partir d'observations judicieuses, Routhier soulève quelques problèmes remis à l'honneur par les travaux récents. Ainsi, p. 130, il s'étonne de ne pas retrouver la trilogie de Steinmann (1926) : serpentinites, gabbros, diabase, spilite - en 1980, lorsque MM. Lemoine, Blanchet et Tricart proposaient un sujet de thèse de Troisième Cycle sur les roches vertes de ce secteur (Lagabrielle, 1982), il s'agissait entre autre d'examiner les successions ophiolitiques et de déterminer pour quelles raisons elles ne correspondaient pas à la succession classique : tectonites, cumulats, gabbros isotropes, complexe de dykes et basaltes.

L'association quasi-systématique entre les ophiolites et les radiolarites localement datées du Jurassique supérieur (Parona, 1892 ; Squinabol, 1912) est soulignée. L'âge jurassique supérieur - crétacé inférieur d'une génération de ces roches vertes est ainsi établi, même si à l'époque tous n'envisageaient pas que les sédiments se soient déposés sur les ophiolites alors à l'affleurement (hypothèse de Kosmatt in Routhier, 1944).

Pour Steinmann, en effet, la sédimentation des radiolarites est antérieure à la venue

du Sima basique et ultrabasique. Elle traduit simplement l'approfondissement du bassin et donc l'amincissement du Sial, qui s'achève par sa rupture et l'intrusion du magma simique sous les sédiments. Lemoine reprendra cette discussion en 1962.

Enfin, Routhier tout en étayant sa théorie d'une intrusion pluri-phasée des ophiolites, nous propose, en l'ignorant, la première description des marques indubitables de la tectonique océanique ; p. 130, il écrit : " *Un bloc gabbroïque de la falaise de la Lauze* (il s'agit très probablement de l'actuelle Roche Ecroulée, sous le pic des Lauzes) *montre par exemple, un gabbro légèrement glaucophanisé, nettement orienté mais à faciès gabbroïque encore très net, traversé par une dolérite épidotisée et glaucophanisée, non schisteuse, qui coupe à l'emporte-pièce la direction de laminage des gabbros : la dolérite est donc postérieure au gabbro et à son laminage*". Trente cinq années plus tard, alors que les ophiolites auront livré une grande partie de leurs secrets, de tels affleurements seront avidement chassés par les pétrographes à la recherche des traces métamorphiques et structurales des phases précoces de la tectonique océanique. C'est d'abord au Chenaillet (Mevel et al., 1978), puis en Queyras, que des flaser-gabbros recoupés par des dykes basaltiques non déformés seront à nouveau décrits.

C. CONCLUSIONS

En 1950, la géologie des Schistes lustrés est dans l'attente de grandes découvertes. A l'évidence, des notions importantes manquent encore, et l'on peut souligner d'ores et déjà les principales lacunes dont le comblement progressif, de 1950 à nos jours, conduira aux conceptions actuelles.

C'est certainement la question ophiolitique qui entrave en premier lieu la progression des idées scientifiques sur l'origine des Schistes lustrés. Certes, les roches vertes sont définitivement conçues comme les produits d'une activité magmatique, mais - la structure des fonds océaniques étant inconnue - nul ne peut encore envisager que les ophiolites constituent le substratum sur lequel une partie des futurs Schistes lustrés s'est déposée. Pris dans leur ensemble, les Schistes lustrés des Alpes Cottiniennes forment donc une série continue, d'âge mésozoïque, dont le substratum sialique est tout naturellement à rechercher dans les terrains primaires du massif Dora-Maira. Ces conceptions conduisaient à minimiser la portée des charriages alpins dans ces régions.

III .- LA PERIODE RECENTE : DE 1950 A NOS JOURS

Dès 1950, Lemoine publie ses premiers résultats concernant la lithostratigraphie des ensembles formant le rebord externe de la zone des calcschistes piémontais. Ses travaux aboutissent à la première présentation, en 1954, de la Série du Gondran, caractéristique de la zone piémontaise, montrant de bas en haut : le Norien dolomitique, des carbonates à lumachelles du Rhétien - Hettangien, des calcaires lités et calcschistes du Lias inférieur, la formation détritique rousse, riche en micro-brèches calcaréodolomitiques et d'âge liasique probable, un flysch (schistes noirs du Gondran) présenté comme un équivalent moins métamorphique des calcschistes piémontais, puis des marbres et des radiolarites liés directement à la masse des ophiolites du Chenaillet.

Dans le même temps, l'auteur poussait ses investigations plus à l'Est, dans le Haut-Queyras et en Haute Ubaye, où il retrouvait dans la coupe Péou-Roc (1) - Roche Noire, la série du Gondran : Trias, Lias, calcschistes, marbres, radiolarites et serpentinites.

Il poursuivait ainsi ses recherches concernant les rapports entre les ophiolites et le reste des Schistes lustrés, mais également entre l'ensemble des calcschistes piémontais et les terrains formant la zone ultra-briançonnaise nouvellement définie (Debelmas et Lemoine, 1957 ; Lemoine, 1957).

Accumulant les observations sur la stratigraphie et surtout sur la structure d'ensemble de ces régions, Lemoine perçoit qu'il est difficile d'envisager dans ce cadre tectonique complexe, l'existence d'une série piémontaise triasico-jurassique unique et continue. Aussi, dès 1957, (Lemoine, 1957, 1959, 1960) est-il tenté de séparer les unités formant la zone du Gondran s. str. (comprenant des terrains triasiques et liasiques en continuité stratigraphique), de l'ensemble des schistes piémontais à ophiolites. Le rapprochement de ces deux types de séries est le résultat de charriages dont l'ampleur n'est pas encore estimée. Ces idées seront largement précisées et étayées dix années

(1) Aujourd'hui Péouvou.

plus tard, en 1971.

Michard conduisait parallèlement une étude sur les Schistes lustrés affleurant à la pointe S.W. du massif Dora-Maïra, entre les Vals Maïra et Grana. En 1964, Michard et Sturani voient dans ce secteur, où le Trias forme des affleurements de grande extension, une série continue de Schistes lustrés allant du Trias supérieur au Crétacé inférieur, avec intercalation d'ophiolites et de brèches volcaniques dans les niveaux du Jurassique supérieur. Cette série fut définie le long de la célèbre coupe du Val di Narbonna au Monte Plum.

Les conceptions de Lemoine, et de Michard et Sturani, s'opposaient donc (voir notamment Michard, 1967).

Sans s'intéresser directement à la pétrographie des ophiolites, Lemoine apporte quelques contributions au dossier des roches vertes. Il est conduit, en 1955, sur la base d'observations simples, à réfuter l'origine de ces roches par métasomatose de dolomies sédimentaires. En 1959, il met en garde la communauté scientifique devant le danger d'utiliser les roches vertes comme repère chronologique : *"L'émission des roches vertes en coulées sous-marines (est) un phénomène qui n'a pas de raison à priori de se reproduire partout à la même époque et qui peut se répéter plusieurs fois de suite"*. Notant l'abondance des pillows-lavas dans les ophiolites de ces régions, il rejetait définitivement, en 1962, le modèle du placcolithe et optait pour les conceptions élaborées par Dubertret (1939), Routhier (1945) et Brunn (1960), présentant les roches vertes comme les produits d'épanchements sous-marins superficiels. La position structurale actuelle des ophiolites, en synclinaux apparents perchés (1) était cette hypothèse.

C'est en 1970 que la stratigraphie des Schistes lustrés entre dans une phase décisive, lorsque, à la suite des travaux de Steen sur les ophiolites du Pelvat de Chabrière, en Haute Ubaye, Lemoine, Steen et Vuagnat (1970) définissent la Série de Chabrière. Celle-ci, formée par la succession très caractéristique, radiolarites - marbres, formation schisto-calcaire de la Replatte, s'est déposée sur les ophiolites. Ce point stratigraphique acquis, bien des interrogations subsistent, concernant notamment la nature et la signification des "épanchements" ophiolitiques. Une année plus tard, en 1971, Lemoine, en considérant à nouveau la série du Gondran, précise ses conceptions. Les séries à bases triasico-liasiques pré-piémontaises sont définitivement distinguées des séries de type Chabrière pour lesquelles une origine à partir d'un domaine à croûte océanique est proposée pour la première fois. Les conséquences des théories de l'expansion des fonds océaniques et de la dérive des continents font ainsi leur première apparition. Dans cette même note, Lemoine conteste la continuité de la coupe Narbonna - Monte Plum proposée par Michard et Sturani (1964). Pour lui, les affleurements formant le sommet du Monte Plum doivent être rattachés aux séries de type Chabrière.

Pour étayer ses vues sur la série de Chabrière, Lemoine effectue des comparaisons avec des séquences semblables affleurant en Ligurie (Haccard et Lemoine, 1970). Finalement, peu de temps après, Michard et ses élèves se rallient aux conceptions de Lemoine. En 1973, Michard et Schumacher proposent un découpage des unités du Val Grana en un ensemble de séries parmi lesquelles on reconnaît : - une série de type Gondran s. str., - une série de type Chabrière, - une série intermédiaire d'affinité incertaine.

À cette époque, le canevas général de la zone piémontaise est dressé ; deux grands domaines paléogéographiques, l'un continental, l'autre océanique, se trouvent intimement mêlés, les principaux marqueurs stratigraphiques et paléogéographiques sont le Trias - Lias, et les ophiolites, mais la grande masse des calcschistes dans lesquels apparaissent ces deux repères reste encore indéchiffrée.

Le débrouillage des structures et de la lithostratigraphie des calcschistes à ophiolites devient donc un objectif privilégié. Tous s'accordent pour concevoir l'existence, en zone piémontaise, de séries encore inconnues. Dès 1970, Tricart, au Sud du Queyras et Caron dans toute la partie septentrionale des Alpes Cottiennes et en Corse entament ce travail parfois ingrat de décryptage des structures et des faciès.

À la formation de la Replatte, vient ainsi s'ajouter comme prolongement vers le haut de la série de Chabrière, la formation de Roche Noire (Lemoine, 1971 ; Tricart, 1973) d'âge crétacé moyen probable.

(1) La plupart des massifs d'ophiolites de ces régions sont en position renversée : Pelvas d'Abriès, Roche Noire, Pic Marcel, Pelvat de Chabrière ..., la succession apparente est donc : calcschistes, marbres puis ophiolites.

Caron (1977) établit une subdivision lithostratigraphique des calcschistes piémontais, définissant une succession de séries continentales et océaniques. Pour la première fois apparaît le terme de piémontais - ligure, ou liguro-piémontais s'appliquant aux séries piémontaises d'origine océanique, par opposition aux séries pré-piémontaises, piémontaises externes et piémontaises internes, toutes trois déposées sur substratum continental. Le piémontais interne comprend, pour l'auteur, des séries de calcschistes jurassiques se terminant par des épanchements volcaniques "prasinitiques" d'âge jurassique supérieur (Série de type Albergian - Bouchet). Une telle définition restera éphémère ; dès 1979, l'auteur "renverse" la série Albergian - Bouchet qui, dès lors, trouve son origine, à côté des séries de type Chabrière dans un bassin à substratum ophiolitique. Les calcschistes de cette série sont alors attribués au Crétacé inférieur (Bourbon et al., 1979).

De 1970 à nos jours, les efforts concernant la lithostratigraphie des séries piémontaises externes, à substratum continental, le plus souvent triasico-liasique, se poursuivaient. Ainsi, la structure du massif triasique du Péouvou est précisée (Tricart, 1974), les séries de la Roche des Clots et de Crèche - Meyriès, et certaines couvertures du massif Dora-Maïra, sont définies (Caron, 1977 ; Lemoine et al., 1978 ; Bourbon et al., 1979). Cet effort aboutit au travail de Dumont (1983) sur le massif pré-piémontais de Rochebrune, et de Polino et al. (1983) sur les massifs de Chaberton et de la Grande Hoche.

Les recherches sur les ophiolites progressaient.

Dans une note décisive, Lemoine et Tricart (1979) interprètent les nombreuses petites masses de roches vertes du Queyras comme un semis d'olistolites déposés au pied d'escarpements sous-marins. Tout naturellement, une origine détritique pour certaines prasinites stratiformes est envisagée (Tricart, 1980, communication personnelle au cours d'une tournée commune sur le Bric Bouchet). Insistant sur le caractère discordant des marbres du Malm qui reposent à la fois sur des basaltes, des serpentinites et des gabbros, Lemoine (1980) introduit la notion de mobilité du fond océanique. Bearth et al. (1975), au Pelvas d'Abriès et Lombardo et al. (1978) dans le complexe du Mont Viso, confirment l'affinité océanique des ophiolites, en même temps qu'ils précisent les évolutions métamorphiques subies par ces roches. Dal Piaz et al. (1978) proposent une première série de coupes à travers le massif du Viso, joignant notamment le Haut-Queyras au Massif Dora-Maïra. Enfin, de Wever et Caby (1981) datent les radiolaires du Pic Cascavelier, en couverture des ophiolites, de l'Oxfordien-Kimméridgien inférieur.

Les références des années 1980, qui n'apparaissent pas dans cette introduction, sont réparties au fil du texte qui suit. Toutefois, on peut résumer les principaux acquis de la période très récente de la façon suivante :

1. Les ophiolites ont subi, en domaine intraocéanique, une phase de tectonisation, avant le Jurassique terminal. L'importance des remaniements de roches vertes au cours de cette période est soulignée (Lagabrielle, 1982 ; Tricart et Lemoine, 1983 ; Lagabrielle et Polino, 1985, etc ...).
2. Les laves sont discordantes sur ce substratum océanique tectonisé, leur mise en place est post-datée par des Radiolarites d'âge oxfordien - kimméridgien inférieur (Lagabrielle et al., 1984 ; Schaaf et al., 1985). De remarquables analogies avec les ophiolites de l'Apennin ligure sont mises en évidence.
3. Les premières faunes de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur (basal ?) sont découvertes dans la nappe des calcschistes sans ophiolites (Lemoine et al., 1984).

Ces données sont reprises et discutées ci-après. Ajoutées à nos propres résultats, elles nous permettront de proposer un calendrier des événements magmatiques, sédimentologiques et tectoniques, responsables de l'élaboration de ce secteur des zones alpines internes, depuis les premières phases de l'océanisation jusqu'à la fermeture complète de domaine océanique.

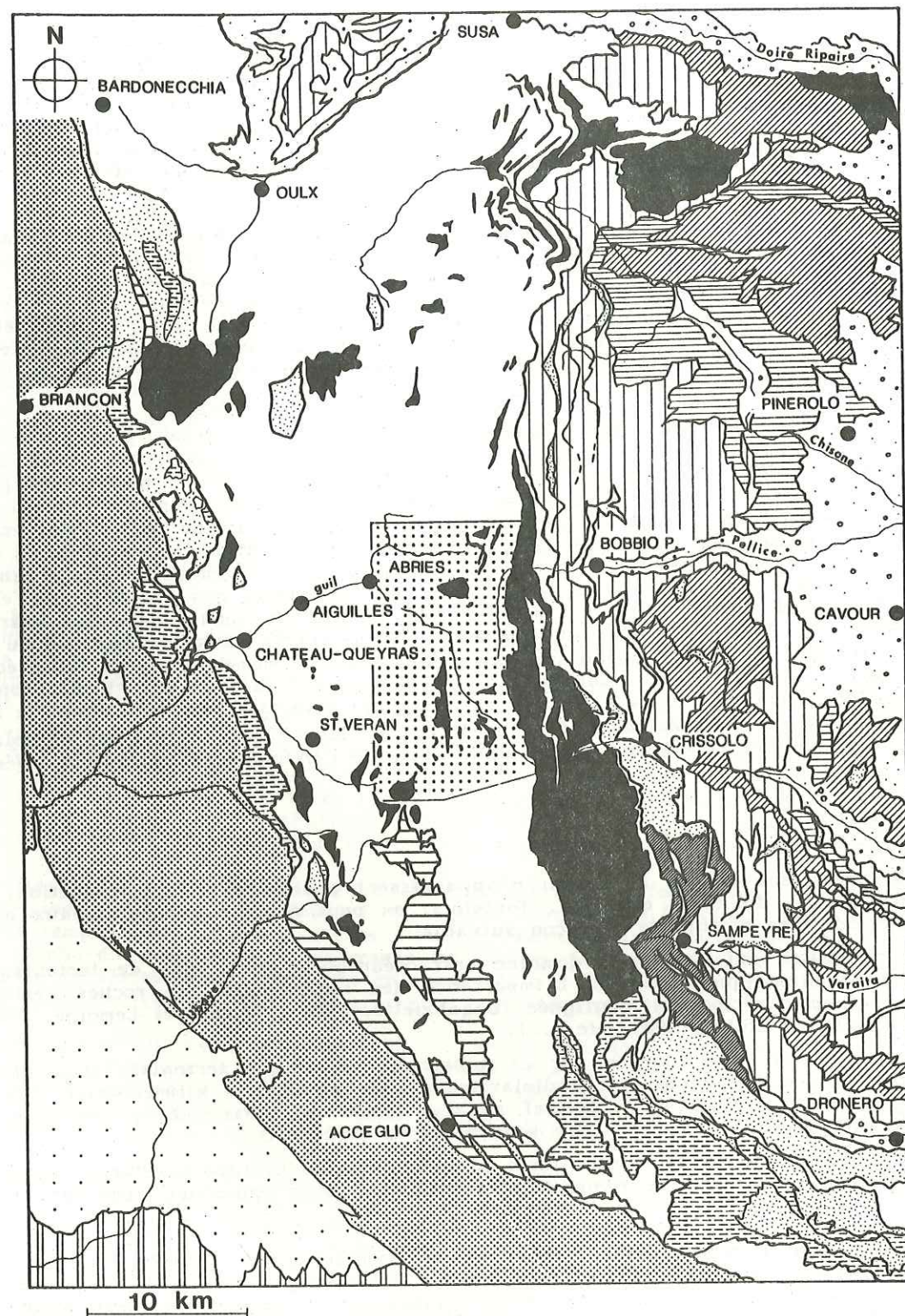


Fig. 1 .- Place du secteur étudié dans le cadre des Alpes sud-occidentales (Alpes Cottiennes).

(Voir légende page ci-contre)

. Domaine piémontais (interne p.p.)



Calcschistes et roches sédimentaires associées (marbres, quartzites, serpentinites, etc ...)

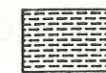


Ophiolites (prasinites, méta-laves, gabbros, serpentinites)

. Domaine piémontais externe (séries piémontaises de marges continentales)

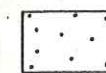


Trias moyen et supérieur calcaréo-dolomitique

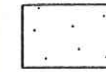


Jurassique plus ou moins complet (localement Crétacé)

. Enveloppe sédimentaire du massif d'Ambin



Permien



Trias

. Massif Dora Maira



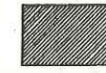
Gneiss ocellés et gneiss à gros feldspaths (socle anté-houiller et permocarbonifère p.p.)



Micaschistes et gneiss fins

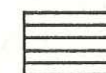


Ensemble graphitique de Pinerolo (Carbonifère)



Permo-werfénien (ensemble de Sampeyre p.p.)

. Domaine ultrabriançonnais et briançonnais interne



Unités d'Acceglio-Longet, de la Bande de Roure et des écailles intermédiaires

. Domaine briançonnais

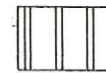


Nappes briançonnaises

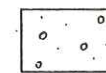
. Nappes des Flyschs à Helminthoïdes

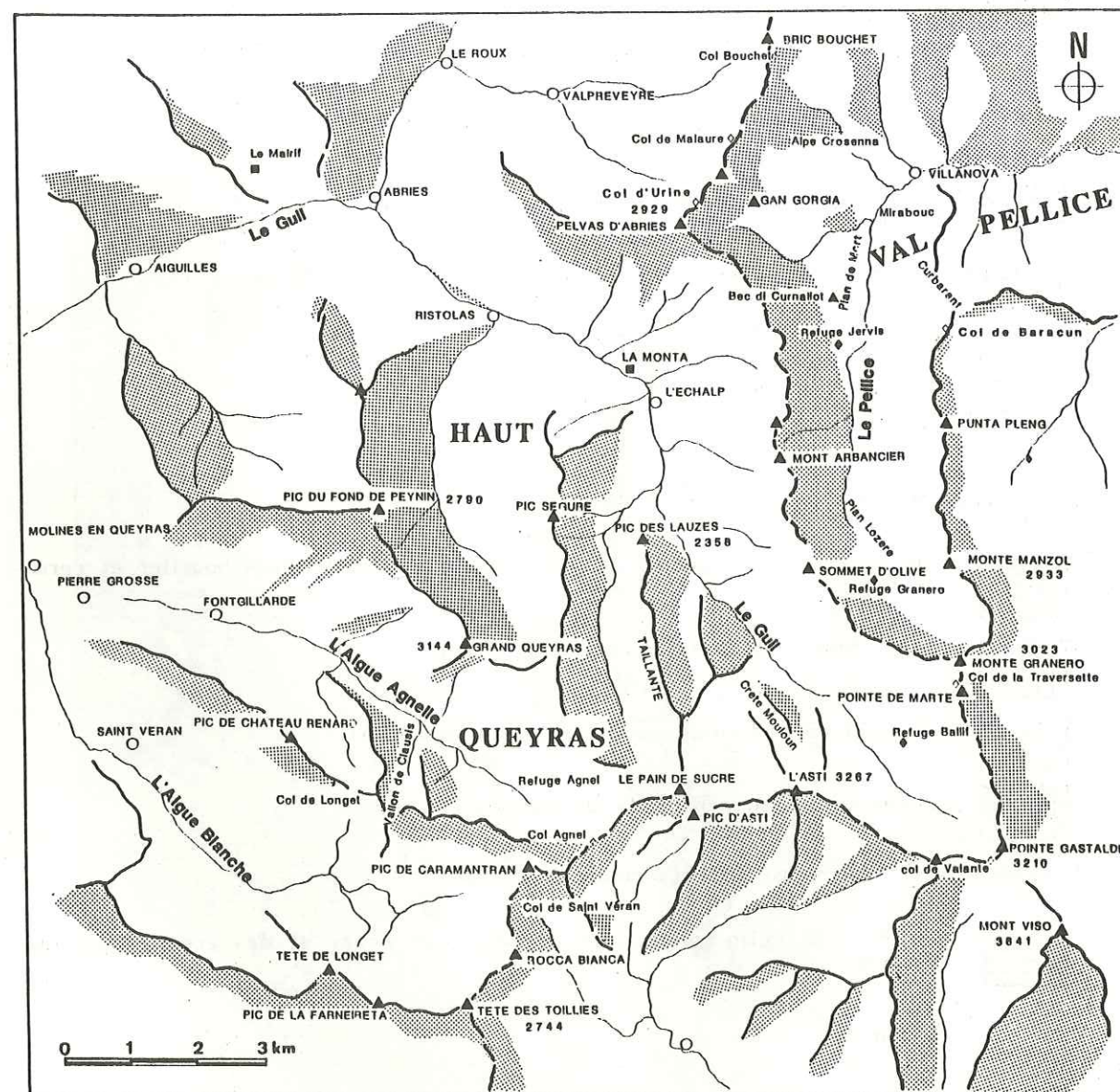


. Domaine dauphinois



. Dépôts récents de la plaine du Pô





CARTE ORO-HYDROGRAPHIQUE DU HAUT QUEYRAS ET DU HAUT VAL PELLICE

Fig. 2 .- Carte oro-hydrographique et situation des principales localités appelées dans le texte.

CHAPITRE II

CADRE ET BUT DE L'ETUDE

I .- LE CADRE GEOGRAPHIQUE

La région cartographiée (fig. 1) occupe la partie centrale des Alpes Cottiennes. De part et d'autre de l'arête frontière franco-italienne, elle s'étend vers l'Ouest, sur les versants queyrassins jusqu'aux villages d'Abriès et de Fontgillarde, vers l'Est, sur les pentes piémontaises, plus abruptes, jusqu'au hameau de Villanova et, au Sud, jusqu'au pied du Mont Viso (fig. 2).

Les montagnes de ce secteur sont d'accès facile ; la pénétration jusque dans les hautes vallées du Guil et de l'Aigue Agnelles se fait par les routes du belvédère du Viso et du Col Agnel. Ces voies constituent uniquement une desserte locale et touristique. Cette région n'est pas une zone de passage privilégiée. Ce ne fut pourtant pas le cas durant toute l'histoire mouvementée du domaine piémonto-queyrassin.

Ainsi, un des premiers tunnels alpins a été creusé ici, à la base de la paroi des Aiguilles de la Traversette, au Nord du Mont Viso, sous François 1er. Long d'une centaine de mètres, il permettait d'éviter, dès le printemps, le franchissement périlleux d'un épais névé, rendant ainsi possible le passage à de longs convois muletiers.

Un réseau assez serré de gîtes et refuges, un ensoleillement réputé comme le plus important des Alpes, une altitude générale moyennement élevée (1600 - 3000 m) sont autant de facteurs qui contribuent à faciliter le travail dans le Haut-Queyras.

II .- LE CADRE GEOLOGIQUE GENERAL : POSITION DE L'ENSEMBLE CHARRIE DES SCHISTES LUSTRES ; RELATIONS AVEC LES AUTRES DOMAINES.

Comme nous le montrerons ci-après, les calcschistes piémontais à ophiolites forment un ensemble composite d'unités charriées. Cet assemblage d'unités pris comme une entité géologique unique montre, avec les unités des domaines voisins, des rapports tectoniques plus ou moins complexes. Le but du travail présenté dans ce livre commun n'est pas de détailler ces rapports. Leur connaissance est néanmoins nécessaire à toute tentative de synthèse géodynamique. Il nous a donc semblé utile de présenter une rapide mise au point des connaissances et idées actuelles concernant ces problèmes.

A. LE MASSIF DORA MAIRA ET SES RAPPORTS AVEC LES SCHISTES LUSTRES (fig. 3).

Le massif Dora Maïra, bordant à l'Est la masse des calcschistes piémontais, constitue les restes les plus internes de la marge européenne. Vialon (1966) y a distingué plusieurs ensembles stratigraphiques, initialement superposés, séparés par de nombreux contacts chevauchants. Ces ensembles, aujourd'hui transformés par le métamorphisme alpin en schistes cristallins et gneiss, s'ordonnaient pour Vialon selon l'agencement suivant, de bas en haut :

- L'ensemble des gneiss glanduleux : il représente le socle, et correspond à une ancienne série essentiellement détritique, de faciès Culm, métamorphisée et fortement granitisée (granite de la Varaita) au cours de la phase hercynienne.
- L'ensemble graphitique de Pinerolo, du Carbonifère supérieur probable est représenté par d'anciens dépôts limniques riches en matière organique.
- Les ensembles de Dronero et de Sampeyre, d'âge permien à néo-permien, feraient suite, normalement, à la série précédente. Ils sont constitués par une succession

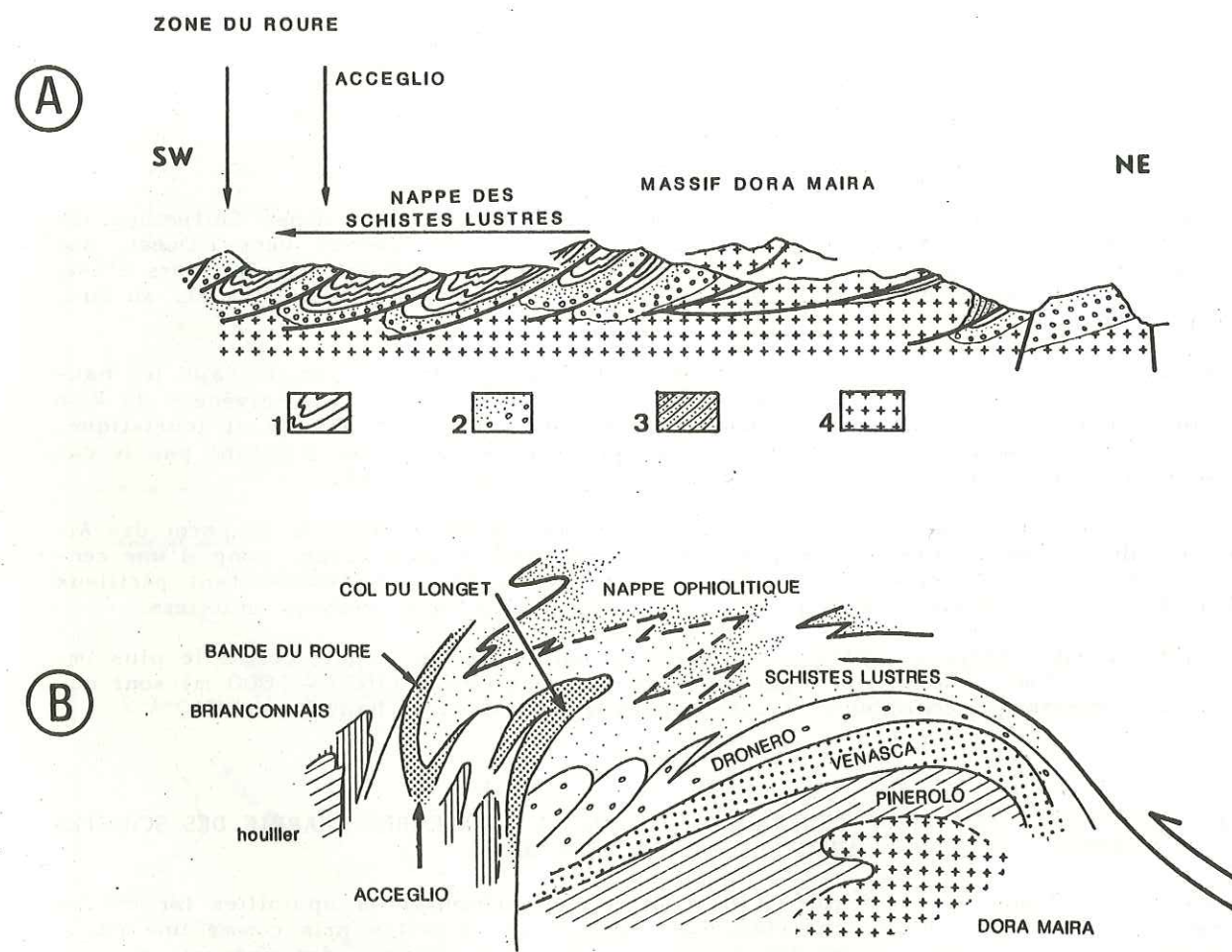


Fig. 3. — Le massif Dora Maïra et son enveloppe de Schistes lustrés.

- A. d'après Vialon (1966)
 1. Schistes lustrés et série calcaro-dolomitique
 2. Trias siliceux et Permien s.l.
 3. Carbonifère
 4. Socle anté-houiller
 B. d'après Michard (1977)

d'épandages volcano-détritiques acides, mêlés à des produits éruptifs rhyolitiques, plus abondants dans l'ensemble inférieur.

Vialon (1966, 1967) voyait dans les calcschistes à roches vertes qui s'appuient à l'Ouest sur le Dora Maïra, la suite stratigraphique normale des ensembles précédents. Nous savons maintenant que cette vision est erronée. Par contre, nous retiendrons avec lui l'existence d'un passage progressif de l'ensemble de Sampeyre à des quartzites attribuables au Werfernien, eux-mêmes surmontés de marbres dolomitiques triasiques, surtout visibles dans la partie méridionale du massif.

Le massif Dora Maïra possède donc, au moins localement, sa propre couverture triasique.

Les séries de type Sellaries - Fontane (Caron, 1977), définies au Nord du massif se rapportent à cette couverture. Elles affleurent essentiellement le long de vastes contacts chevauchants. On y trouve la succession type suivante : quartzites, dolomies, marbres, calcschistes à ovardites et à prasinites rubanées. Certains termes de base peuvent manquer. Récemment, des lambeaux plus complets et mieux datés de cette couverture étaient réexaminés, à l'extrême pointe septentrionale du massif, sur la rive gauche de la Doire Ripaire (Marthaler et al., 1986). Dolomies et marbres du Trias moyen, marbres attribuables au Jurassique supérieur et calcschistes grés-carbonatés à intercalations de prasinites d'origine détritique en constituent la succession type. Des fantômes de Globotruncanidés découverts dans le dernier ensemble permettent d'affirmer que cette série monte au moins jusqu'au Sénonien basal. Les analogies entre cette succession et la Série de type Sellaries - Fontane, sont assez remarquables.

L'histoire tectono-métamorphique du massif Dora-Maïra demeure mal connue. Deux travaux récents (Borghini et al., 1984, 1985) présentent néanmoins des données nouvelles concernant sa partie septentrionale.

Le massif y est divisé en deux unités tectoniques principales. La plus basse dans l'édifice, l'unité du Pinerolese affleure à la faveur d'une grande fenêtre tectonique, la fenêtre de Pinerolo. Elle correspond à l'ensemble graphitique de Pinerolo de Vialon (1966) et à son socle granitique (granite de Freidour) et montre, pour les auteurs, des affinités avec le domaine Briançonnais. Les reliques de paragenèses Haute Pression y sont bien développées, mais aucun assemblage éclogitique n'y a été découvert.

La seconde unité est charriée sur les terrains du Pinerolese. Elle comprend des sous-unités de socle anté-alpin polymétamorphique et des lambeaux probables de leur couverture mésozoïque. Ces sous-unités présentent des paragenèses éclogitiques éoalpines.

A la lumière de ces travaux, la structure du massif Dora Maïra apparaît plus complexe que celle envisagée par Vialon. Les auteurs développent une conception nettement allocthoniste reprenant ainsi, en les précisant, les idées de Michard (1967, 1977). Les travaux de cet auteur, de Lefèvre (1974) et de Lefèvre et Michard (1976), sur la bordure sud-occidentale du massif et sur les unités ultrabriançonnaises d'Acceglio apportent, en effet, quelques contradictions aux vues unitaires de Vialon. Il est nécessaire, pour présenter leur point de vue, de comprendre d'abord leurs interprétations concernant la structure et la position paléogéographique de l'ensemble Bande d'Acceglio - pré-piémontais du Val Grana. Nous y reviendrons à l'issue du paragraphe suivant.

Les seules datations du métamorphisme alpin disponibles sur le massif ont été présentées par Vialette et Vialon (1964) et Monié (1984). Un âge de 99 ± 18 Ma a été obtenu sur une muscovite d'une pegmatite (Vialette et Vialon, 1964). Il permet aux auteurs de proposer l'intervention d'une phase métamorphique alpine d'âge crétacé moyen. Ces données sont confirmées par Monié qui obtient en 1984, un âge de 105 Ma sur phengites. Nous verrons que l'examen des séries piémontaises ophiolitiques apporte indirectement de nombreux arguments supplémentaires à ces déterminations radiochronologiques.

Rappelons, enfin, que la découverte de coesite dans un quartzite (Chopin, 1984) conduit à admettre que certaines unités (les plus élevées actuellement dans l'édifice) ont subi, au cours des événements alpins, des conditions de pression extrêmes, voisines de 30 Kbar (90 km d'enfouissement).

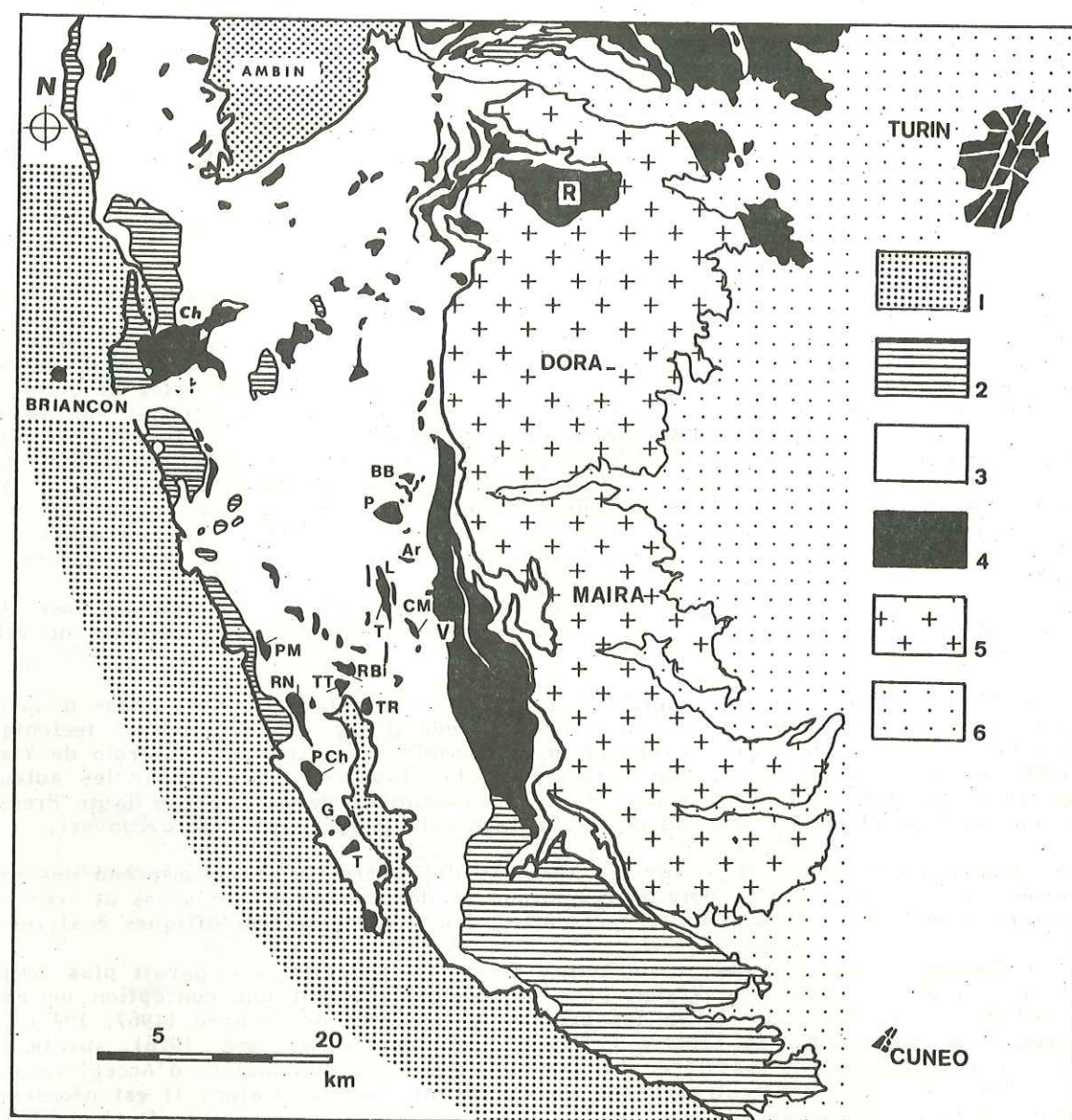


Fig. 4. - Localisation et dénomination des principaux massifs ophiolitiques appelés dans le texte.

R : Rocciavre ; Ch : Chenaillet ; BB : Bric Bouchet ; P : Pelvas d'Abriès
Ar : Arbancier ; L : Pic des Lauzes ; T : Taillante - Roche Ecroulée ;
CM : Crête Mouloun ; V : Viso ; RBi : Rocca Bianca ; TR : Tour Real ;
PM : Pic Marcel - Cascavelier ; TT : Tête des Toillies ; RN : Roche Noire ;
PCh : Pelvas de Chabrière ; G : Gabel ; T : Traversiera.

1. Zone briançonnaise ; 2 : Piémont, externe ; 3 : Schistes lustrés indifférenciés ; 4 : Ophiolites ; 5 : Massif Dora Maïra ; 6 : Plaine du Pô.

B. L'ULTRA-BRIANCONNAIS ET SES RAPPORTS AVEC LES SCHISTES LUSTRES

Le domaine ultrabriançonnais affleure à la faveur d'une demi-fenêtre allongée, percant la carapace charriée des Schistes lustrés, au Nord d'Acceglio (Debelmas et Lemoine, 1957 ; Lefèvre et Michard, 1976). Bien connue sous le nom de bande d'Acceglio - Longet, cette demi-fenêtre anticlinale est la continuation vers l'Est de terrains connus plus à l'Ouest, formant l'extrême rebord occidental des Schistes lustrés, le long de la Bande du Roure (Le Guernic, 1966).

Debelmas et Lemoine y ont défini en 1957, le type même de la "zone d'Acceglio", appartenant à la marge tout à fait interne du domaine briançonnais et caractérisée par une série très réduite (Malm, Crétacé supérieur (1), Paléocène et Eocène inférieur (2)) directement transgressive sur le Permien et le Werfenien. Un fait majeur était noté d'emblée : ces terrains sont métamorphisés dans le faciès Schistes bleus et plissés pour la première fois, après l'Eocène (inférieur ?) en même temps que les Schistes lustrés qu'ils supportent tectoniquement. Ceci ne signifie pas, toutefois, que les Schistes lustrés n'ont pas subi, ailleurs et auparavant, une première déformation (Lefèvre et Michard, 1976).

Détaillant la structure de la zone d'Acceglio, Lefèvre (1974) et Lefèvre et Michard (1976) font remarquer que certaines unités composant cet ensemble complexe possèdent des niveaux calcaro-dolomitiques du Trias moyen. Ces unités (groupe 1) sont les plus profondes ; elles affleurent au cœur de l'anticlinorium de nappes d'Acceglio et doivent être rapportées, compte tenu de la présence de Trias moyen, non pas à l'Ultra-briançonnais mais au briançonnais interne. Selon cette conception, les unités accegliennes (*s. str.* groupe 2) sont entièrement flottantes sur du briançonnais interne métamorphique lui-même écaillé, et parfois dénudé. Quelques écaillés de socle polymétamorphique pourraient représenter les seuls témoins encore visibles du substratum paléozoïque des unités du groupe 1.

Cette vision très allochtoniste a naturellement conduit Michard (1977) à rechercher plus à l'Est, la patrie et le socle des unités ultrabriançonnaises décollées. Il les situe au cœur du massif Dora Maïra, dans le complexe du bas Chisone, comprenant le socle européen ancien (ensemble des gneiss glanduleux) et sa couverture anté-permienne (ensemble de Pinerolo). Il s'oppose en ce sens à Vialon (1966) qui voyait dans l'ensemble du Dora Maïra, une série stratigraphique unique fortement dilacérée. Ces vues entraînent une cascade de conséquences : les ensembles permien et permio-triasiques de Dronero et de Sampeyre ne peuvent plus être considérés comme la continuité stratigraphique de l'ensemble de Pinerolo ; leur patrie est plus interne. Leur substratum initial forme actuellement l'unité de la Varaita à éléments d'orthogneiss, de mica-schistes et d'amphibolites, charriés sur l'ensemble de Pinerolo. Le sillon du Cuneese (de la région de Cuneo), en position initiale encore plus interne, est alors défini comme le lieu d'accumulation d'épaisses séries triasico-jurassiques qui constituent, après leur charriage au-dessus du Dora Maïra, les Schistes lustrés pré-piémontais du Val Grana (fig. 3).

Des lambeaux de séries à caractère "Acceglio" se retrouvent également, entre briançonnais et piémontais, en aval de Château Queyras, où ils forment deux des "écaillés intermédiaires" (voir Debelmas et al., 1965). Leur association avec des termes piémontais externes dans une position tectonique complexe, indique que la suture entre les domaines piémontais et briançonnais ne s'est pas effectuée de façon simple.

C. LES SERIES PIEMONTAISES EXTERNES ET LEURS RAPPORTS AVEC LES SCHISTES LUSTRES A OPHIOLITES.

1. Mise au point concernant la nomenclature

Nous avons déjà présenté les principaux acquis stratigraphiques et structuraux ayant permis la distinction entre deux grands groupes de séries : les séries piémontaises à substratum océanique et les séries piémontaises à substratum continental.

Quelques problèmes d'ordre terminologique se posent encore néanmoins. La "zone piémontaise" comprend tous les terrains situés en position interne par rapport à la zone briançonnaise. Elle comprend des unités de socle (massifs cristallins internes) et des

(1) daté par des Globotruncanidés au col du Longet (Lemoine, 1960)
(2) datés dans la Bande de Roure. (Lemoine, 1957).

unités de couverture où dominant les faciès de type calcschistes ; ce sont les "Schistes lustrés piémontais".

Parmi ceux-ci, deux grands ensembles doivent être distingués (Bourbon et al., 1979) :

- (1) Les séries de type Gondran s. str. déposées sur substratum sialique, débutant par des carbonates du Trias moyen, qui composent l'ensemble piémontais externe ;
- (2) Les séries de type Chabrière, déposées sur substratum océanique, dès le Jurassique supérieur, semblables aux dépôts supra-ophiolitiques ligures, ce qui a conduit Caron (1977) à les baptiser : séries liguro-piémontaises. Ce terme, à la fois trop global et trop précis, n'est pas adapté au découpage plus serré que nous proposerons ci-après, aussi nous semble-t-il préférable d'utiliser pour ces séries, le dénominateur général de piémontais interne, complément logique du terme piémontais externe.

Pour nous résumer, nous rappellerons que le piémontais externe fait référence à un domaine sialique, de marge continentale, par opposition au piémontais interne relatif à un domaine océanique. Ce découpage se calque sur celui proposé par G. Elter (1971) : Ensemble A et Ensemble B, voir fig. 91).

Remarque : Caron (1977) a proposé une subdivision en quatre grands domaines : pré-piémontais, piémontais externe, piémontais interne, liguro-piémontais. Comme nous l'avons déjà souligné, ce découpage était explicitement remis en cause par l'auteur, deux années plus tard (Bourbon et al., 1979). Dans la nomenclature plus simple adoptée ici, pré-piémontais et piémontais externe au sens de Caron font partie du piémontais externe, piémontais interne (1) et liguro-piémontais du piémontais interne. Nous aurons l'occasion de discuter à nouveau ces distinctions à la lumière de nos propres résultats.

2. Répartition des ensembles

Les séries piémontaises externes, affleurent au Sud du massif du Mont Viso (Val Grana), et sur la bordure occidentale de la zone piémontaise, selon une bande presque continue se suivant de massif en massif : du Sud au Nord, Peouvou, Roche des Clots, Agrenier, Rochebrune - Lasseron, Gondran, Chaberton, etc ... (fig. 89). Certaines d'entre elles, fortement métamorphiques, se trouvent en position structurale profonde (exemple du Val Grana), d'autres peu métamorphiques et moins déformées occupent une place élevée dans l'édifice (Rochebrune, Agrenier, Chaberton ...).

Les séries piémontaises internes ont une extension géographique plus importante ; elles affleurent largement de part et d'autre de la frontière franco-italienne. Les ophiolites qu'elles renferment, dégagées par l'érosion, forment de nombreux sommets des Alpes Cottiennes orientales.

D. CONCLUSIONS

Les séries piémontaises internes, d'origine océanique, affleurent au coeur d'un vaste synclinorium de nappes dont les bordures sont constituées par des unités représentant des parties plus ou moins internes de la marge européenne : unités du Dora Maira, du Val Grana, d'Acceglio - Longet, de Crèche Meyriès, etc ...

Au cours des campagnes de terrain communes consacrées à l'examen des séries piémontaises internes, nous ne nous sommes pas intéressé directement à ces unités bordières. Il était toutefois nécessaire d'en donner une brève description afin de préciser au mieux le cadre général de nos réflexions.

(1) Il s'agit des séries de type Albergian - Bouchet.

III. - BUT ET METHODES

Des cartes géologiques détaillées de trois massifs ophiolitiques (Bric Bouchet, Pelvas d'Abriès, Rocca Bianca) situés dans le périmètre défini plus haut, ont été présentées en 1982 (Lagabrielle, 1982). Les levés ont été réalisés dans le cadre d'une thèse de Troisième Cycle dont le sujet a été proposé conjointement par MM. Lemoine, Tri-cart et Blanchet. Prenant ces levés comme point de départ, nous avons complété la cartographie du secteur en "bouchant" peu à peu les blancs et en étendant nos centres d'intérêt vers l'Est, le long de la bordure du massif du Viso.

Tous les travaux conduits dans la zone piémontaise des Schistes lustrés ont montré l'absolue nécessité d'établir une lithostratigraphie précise des terrains rencontrés. Ce fut notre première préoccupation. L'architecture d'ensemble de la région s'est dessinée en même temps que les séries lithostratigraphiques se précisaient. La seconde étape du travail, après la remise en ordre des successions lithologiques, fut d'esquisser la géométrie des unités tectoniques. Dans ce canevas ainsi établi, apparurent les grandes structures alpines. Leur dépliage, étape par étape, a constitué le troisième volet du travail. Il s'agissait de remettre à l'horizontale et à l'endroit, les unités à substratum ophiolitique, de gommer les effets des déformations et du métamorphisme, pour aboutir à une reconstitution de la paléogéographie océanique. Ce point acquis, il restait en dernier lieu à imaginer le parcours effectué par chacune des unités, depuis leur position initiale jusqu'à leur situation actuelle au sein de l'édifice alpin.

Dans ce travail, l'examen des relations entre les roches vertes et les méta-sédiments fut toujours pour nous une préoccupation essentielle. Les phénomènes liés au remaniement des roches vertes dans les sédiments et les principaux aspects sédimentologiques concernant les couvertures sédimentaires des ophiolites seront donc traités avec un soin particulier.

DEUXIEME PARTIE

LITHOSTRATIGRAPHIE ET STRUCTURE DES UNITES DE SCHISTES LUSTRES⁽¹⁾

CHAPITRE I :

PRESENTATION GENERALE, LES GRANDES UNITES

Au terme de l'analyse lithostratigraphique et tectonique, nous avons été amené à distinguer quatre grandes unités structurales définies d'une part, par leur contenu lithologique et d'autre part par leur position au sein de l'édifice.

Il nous a semblé bon de présenter en premier lieu les grandes caractéristiques de ces unités. Le lecteur pressé pourra ainsi accéder directement à la troisième partie, plus synthétique, sans approfondir les détails de l'analyse.

Les contacts anormaux qui séparent les unités sont pentés vers l'Ouest, à l'image de la foliation métamorphique omniprésente qui règle le débit général des roches. Les structures internes de chaque unité résultent de déformations superposées ; leur lien avec les grandes surfaces de charriage sera discuté.

De l'Est vers l'Ouest, c'est-à-dire du bas vers le haut de l'empilement tectonique, nous distinguons (fig. 5) :

I .- L'UNITE DU MONT VISO OU UNITE OCEANIQUE BASALE (U.O.B.)

Reposant en contact anormal sur le massif Dora Maira, cette unité occupe la bordure orientale du domaine cartographié et constitue la terminaison septentrionale du massif ophiolitique du Mont Viso, dont l'origine océanique a été établie par Lombardo et al. (1978). Elle résulte elle-même de la superposition de plusieurs sous-unités séparées par des lanières de métasédiments fortement laminés. Une des sous-unités sommitales, constituée de prasinites massives (anciens basaltes), possède sa propre couverture sédimentaire, bien visible dans la région du Col du Baracun.

(1) Les principales coupes décrites dans cette partie sont reportées sur deux cartes topographiques à 1/50 000, hors-texte.

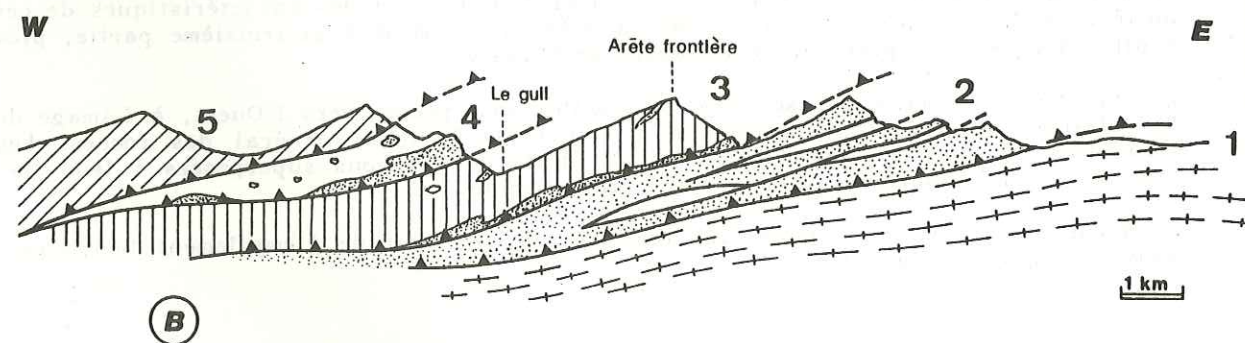
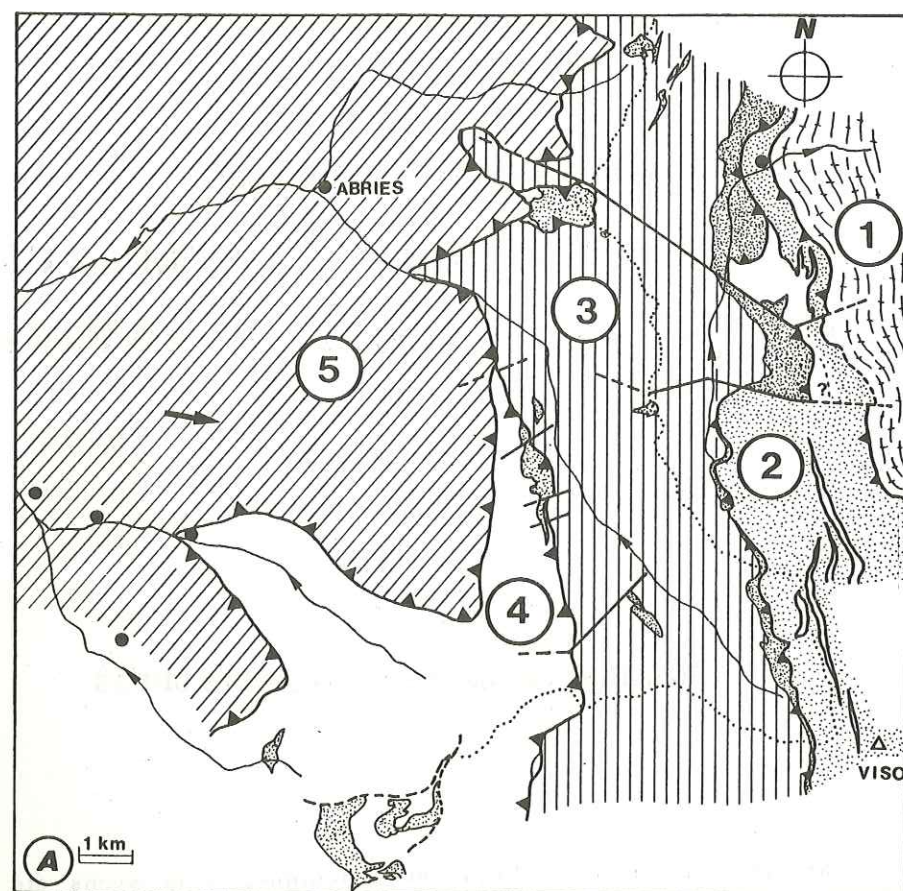


Fig. 5. — Schéma de l'architecture d'ensemble du domaine étudié (A) et coupe synthétique correspondante (B) (trait de coupe indiqué par des flèches en A).

1. Dora Maïra ;
2. Unité océanique basale (Viso)
3. Unité océanique médiane (Mirabouc - Bouchet) ;
4. Unité océanique supérieure (Pelvas - Taillante - Rocca Bianca) ;
5. Unité des Calcschistes.

Les ophiolites sont représentées en pointillés.

Cette série de couverture (Série du Baracun) débute par des marbres, se poursuit par des calcschistes et des micaschistes et se termine par un complexe à blocs de roches vertes. Des niveaux de roches vertes reconstituées sont fréquents vers le milieu de la série.

Toutes les sous-unités de l'unité océanique basale présentent des paragenèses métamorphiques éclogitiques. La structure générale de l'unité est guidée d'une part, par un écaillage vigoureux selon des plans pentés vers l'Ouest et d'autre part par des plis serrés à axe Nord-Sud déversés vers l'Est.

II. — L'UNITÉ MIRABOUC - BOUCHET OU UNITÉ OcéANIQUE MÉDIANE (U.O.M.)

Cette unité occupe une position centrale dans le secteur étudié. Elle s'étend du Nord au Sud, de part et d'autre de l'arête frontière franco-italienne. Elle comprend un substratum océanique et sa couverture sédimentaire. A la différence de l'unité précédente, les terrains métasédimentaires occupent ici une place très largement prépondérante.

Le substratum océanique, représenté par des serpentinites recouvertes localement de coulées basaltiques pelliculaires, s'appuie sur l'unité océanique basale, le long d'un contact anormal plan, continu depuis les environs de Villanova au Nord, jusqu'au Col de Valante, au Sud. La base de la couverture sédimentaire est constituée par une alternance de marbres, de calcschistes, de quartzites, de méta-arénites ophiolitiques et de prasinites (formation Mirabouc). La séquence sédimentaire se poursuit par des calcschistes, des schistes noirs et des quartzites (formation de l'Alpe Crosenna). Elle s'achève par la formation du Bric Bouchet composée de calcschistes et de marbres riches en intercalations détritiques de natures variées, provenant du démantèlement d'un socle océanique. Un âge crétacé supérieur basal peut être attribué à cette formation sur la base de comparaisons avec des séries apenniniques similaires. L'existence de fantômes de Foraminifères planctoniques probables évoquant les Rotalipores vient confirmer cette attribution.

Cette série sédimentaire, continue à l'affleurement, reçoit le nom de série Mirabouc - Bouchet.

Lors de son histoire tectonique, l'unité océanique médiane n'a pas atteint les conditions du faciès éclogitique. Les paragenèses des faciès schistes bleus et schistes verts sont omniprésentes. Les structures majeures sont dessinées par de vastes plis à axes E-W.

III. — L'UNITÉ PELVAS - TAILLANTE - ROCCA BIANCA OU UNITÉ OcéANIQUE SUPÉRIEURE (U.O.S.)

On retrouve dans cette unité, le couple formé par le substratum océanique et sa couverture sédimentaire. De nombreuses observations concernant les relations entre les ophiolites et les sédiments ont été réalisées sur les roches vertes de cette unité (voir pour références, Lagabrielle et al., 1984).

Cet ensemble repose sur l'unité Mirabouc - Bouchet, par l'intermédiaire d'un contact plan, penté à l'Ouest, devenant subhorizontal sous la klippe du Pelvas d'Abriès. Les massifs ophiolitiques s'alignent le long de ce contact. Leurs couvertures sédimentaires forment généralement de vastes enveloppes autour d'eux, dessinant des plis couchés d'ampleur kilométrique, déversés vers le Sud.

Ces couvertures sont différentes d'un massif à l'autre ; toutes présentent néanmoins un cachet ligure incontestable. Les bases de ces séries peuvent être regardées comme des répliques plus ou moins fidèles de la Série de Chabrière (Lemoine, Steen et Vagnat, 1970). Elles montrent, de bas en haut, au-dessus des ophiolites : des lentilles de radiolarites datées de l'Oxfordien - Kimméridgien basal par de Wever et Caby (1981), et par nous-même (Schaaf, Polino et Lagabrielle, 1985), des marbres blonds attribués au Malm et des calcschistes. Toutes ces séries se terminent par un complexe à blocs d'ophiolites, reconnu initialement par Lemoine et Tricart (1979) et baptisé par les auteurs formation du Col Agnel. Nous conservons cette dénomination même si nous n'accordons pas la même signification à cette formation.

IV .- L'UNITE DES CALCSCHISTES

Cette unité occupe le quart NW du secteur étudié. Elle s'étend largement au-delà des limites de la zone d'étude, vers l'Ouest jusqu'aux unités ophiolitifères du vallon de Péas, sous le grand Pic de Rochebrune, et vers le Nord, jusqu'à la bordure du massif d'Ambin. Sa grande extension est à l'égale de son apparente monotonie. Calcschistes gréseux et schistes noirs se succèdent à la faveur de grands plis couchés. La découverte de Globotruncanidés a permis à Lemoine et al., 1984, de dater du Crétacé supérieur basal une des formations de cette unité.

Les terrains sous-jacents aux calcschistes crétacés fossilifères et aux schistes noirs associés ne sont pas connus avec certitude. Nous proposons de les rechercher dans la série piémontaise externe de Crèche - Meyries (Caron, 1977). L'unité des calcschistes aurait ainsi une base sialique.

Le contact tectonique basal de la nappe des calcschistes tronque les unités sous-jacentes. L'unité s'appuie ainsi, au Nord sur la formation du Bric Bouchet et sur la klippe du Pelvas d'Abriès, et plus au Sud, sur la formation du Col Agnel.

CHAPITRE II :

L'UNITE DU VISO OU UNITE OCEANIQUE BASALE

I .- INTRODUCTION

Cette unité correspond au complexe ophiolitique du Mont Viso. Elle forme le soubassement tectonique de l'édifice de nappes étudié ici et repose elle-même en contact anormal sur les nappes du massif Dora Maira.

Dans le cadre limité de cette étude, seule la partie Nord de l'unité, affleurant entre le Pellice et le vallon des Carbonieri a été examinée en détail (fig. 6). Ici, la terminaison septentrionale des ophiolites du Viso est représentée par une bande de roches vertes et de métasédiments s'étirant du Monte Granero à la crête du Curbarant, puis jusqu'à Villanova.

Ce secteur a été retenu pour trois raisons principales :

- (1) Bordant à l'Est le domaine des calcschistes ophiolitifères du Haut-Queyras dont nous connaissions à la fois la structure et la lithostratigraphie, il constituait un lieu idéal pour préciser la position structurale du massif du Viso.
- (2) Les lambeaux de métasédiments reconnus plus au Sud par Lombardo et al. 1978, au sein même des roches vertes du Viso, se suivent cartographiquement jusqu'à la Crête du Curbarant au Nord, où ils prennent une extension importante. La recherche de la couverture sédimentaire éventuelle des ophiolites du Mont Viso ne pouvait être menée à bien que dans cette région.
- (3) Depuis les levés de Novarese, établis entre 1890 et 1910 (1), aucune information nouvelle n'a été obtenue sur cette zone. Il nous semblait utile de parfaire les connaissances relatives à ce secteur et de compléter ainsi vers le Nord la carte du massif du Viso présentée par Lombardo et al. en 1978.

II .- STRUCTURE D'ENSEMBLE DE L'UNITE

A. PRESENTATION

Long de 35 km, large de 8 km, le complexe ophiolitique du Mont Viso est l'un des plus importants des Alpes Occidentales. Lombardo et al. (1978) y ont reconnu six unités superposées (fig. 7).

1. L'unité du Vallon de Valante. Elle affleure sur la bordure orientale du massif dont elle constitue l'ensemble structural le plus élevé. Elle est composée de metabasites et de méta-brèches basaltiques éclogitiques souvent rétro-morphosées dans les faciès Schistes bleus et Schistes verts.

2. L'unité de la Costa Ticino. Elle forme la partie principale de la pyramide du Mont Viso. Il s'agit d'une série renversée montrant successivement des métagabbros à CPX, des metabasites massifs, des metabasites en coussins, des métabrèches de coussin et des métasédiments en contact stratigraphique avec ces dernières. Toutes ces roches présentent de belles reliques de paragenèses éclogitiques.

(1) Carta geologica d'Italia al 100.000. Feuille Pinerolo.

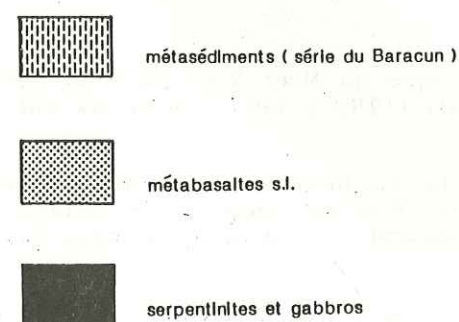
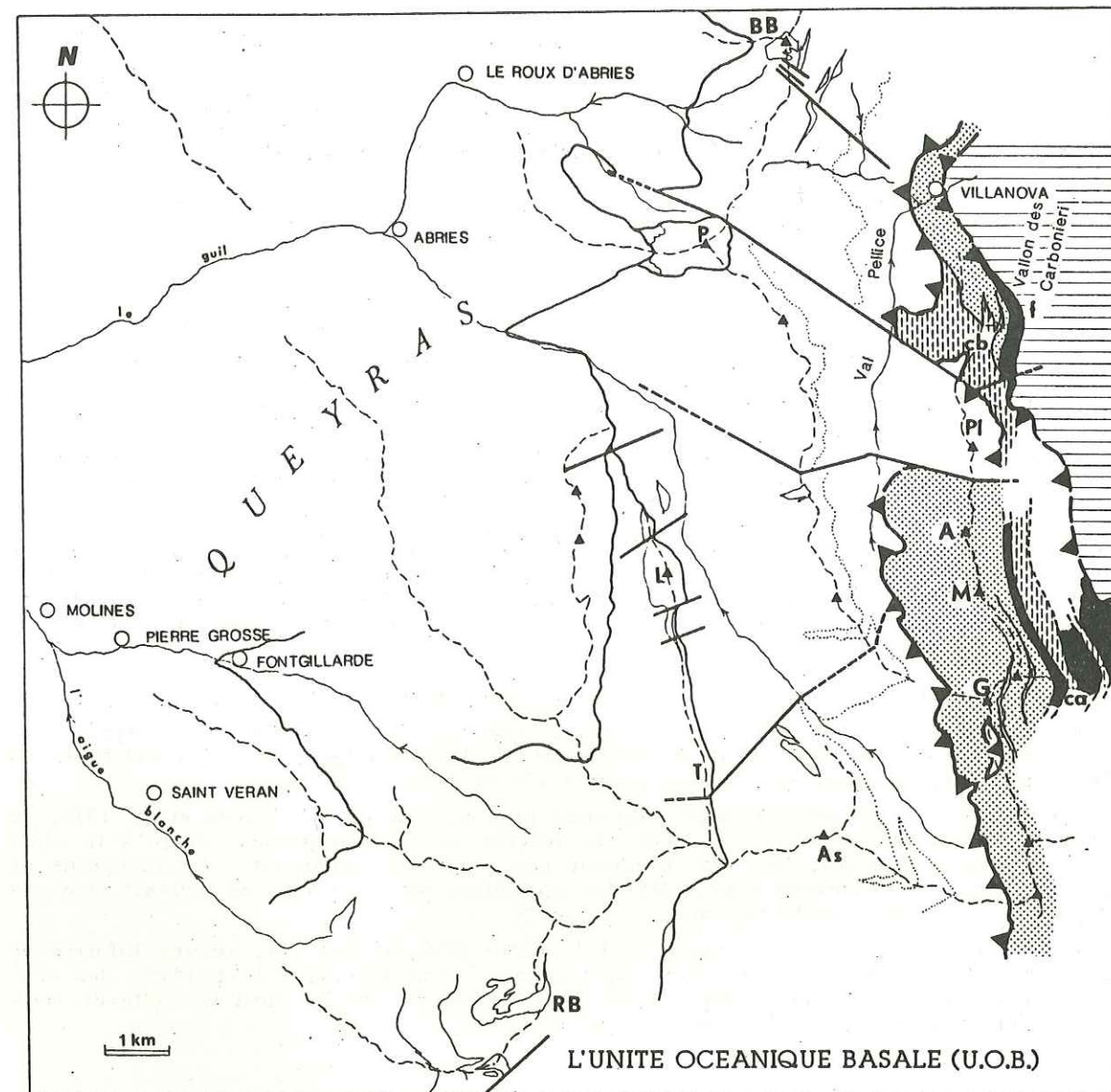


Fig. 6. - Schéma structural simplifié de l'unité du Viso ou unité océanique basale.
F : Fautet ; cb : Col du Baracun ; Pl : Punta Pleng ; A : Agugliassa ; M : Manzol ; G : Granero ; Ca : Col Armoine.

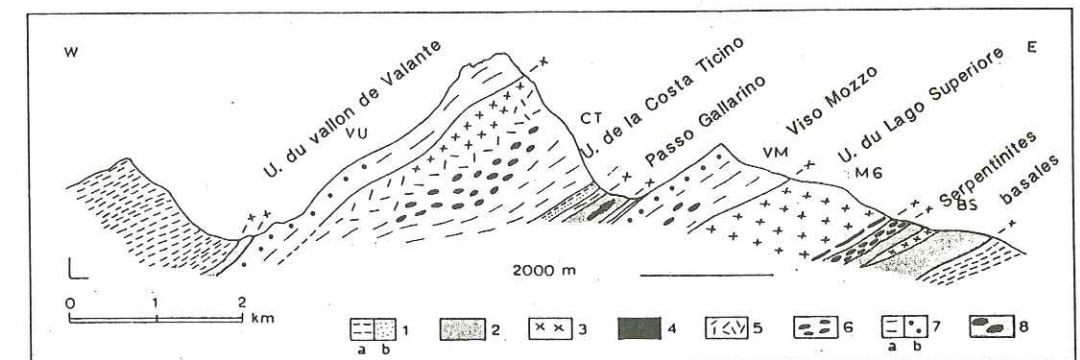


Fig. 7. - Coupe simplifiée de la partie centrale du complexe ophiolitique du Mont Viso (Lombardo et al., 1978). 1a. Calcschistes ; 1b. Quartzo-micaschistes ; 2. Serpentinites ; 3. Métagabbros ; 4. méta-ferrogabbros ; 5. Métabasalt massifs ; 6. métabasalt en coussin ; 7a. Métabasites litées ; 7b. métabasites bréchiques ; 8. Zone d'écaillés.

3. Les serpentinites du Colle del Viso et le complexe du Passo Gallarino.

Le complexe du Passo Gallarino est constitué par un ensemble de métagabbros et d'éclogites à omphacite, inclus tectoniquement dans les serpentinites du Colle del Viso. Cette unité affleure au pied du Mont Viso, sur son revers oriental.

4. L'unité du Viso Mozzo. Elle est essentiellement constituée de métabasites litées présentant parfois des textures bréchoïdes d'origine primaire. Des reliques de paragenèses éclogitiques sont fréquentes. Les métabasites sont localement en contact stratigraphiques avec des calcschistes.

5. L'unité du Lago Superiore.

Il s'agit d'un ensemble d'écaillés de métagabbros s'étendant du Nord du massif, depuis le Val Pellice jusqu'au Sud, dans le val Varaita.

6. Les serpentinites de base.

L'unité la plus profonde est représentée par une bande continue de serpentinites dérivant de la transformation de lherzolites.

B. UNE COUPE GENERALE A TRAVERS L'UNITE OCEANIQUE BASALE

Les six unités décrites ci-dessus ont été définies en deçà de la limite Sud du domaine cartographié lors de ce travail. Avant d'examiner plus en détail les rapports entre les ensembles métasédimentaires et leur substratum ophiolitique dans le secteur du Col du Baracun, les grands ensembles constituant le massif du Viso seront mis en place le long d'une coupe levée lors d'une tournée de reconnaissance, dans le Sud du secteur cartographié.

La coupe du Pas du Sellard au Col Armoine (fig. 8) :

Au Pas du Sellard, les serpentinites formant la base de l'unité Mirabouc - Bouchet s'appuient sur des prasinites appartenant à l'ensemble structural le plus élevé de l'unité du Viso, c'est-à-dire à l'unité du vallon de Valante si l'on se réfère à la nomenclature proposée par Lombardo et al., (1978). Ces prasinites forment une dalle structurale continue, de pendage général vers l'Ouest, s'élevant régulièrement jusqu'à la pyramide du Mont Granero. Vers le Sud, la longue ligne de crête qui ferme à l'Est le bassin versant du Haut Guil, du Col de la Traversette à la Pointe Gastaldi, est découpée dans cette unité.

Les prasinites montrent de fréquentes textures bréchiques reliques. De rares fragments

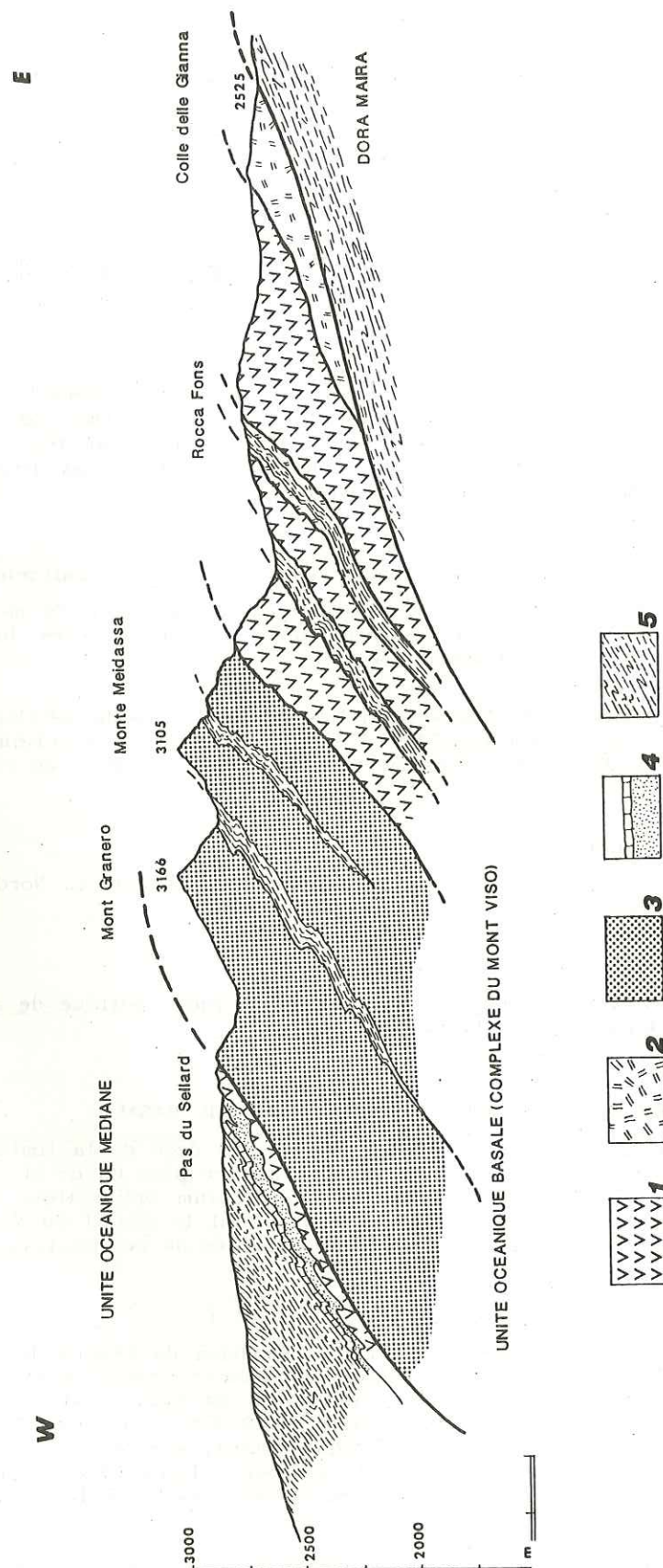


Fig. 8.- Coupe de l'unité du Viso, effectuée en limite Sud du domaine cartographié au cours de ce travail. Les limites des unités situées entre Rocca Fons et le Colle della Gianna sont déduites des données cartographiques de Lombardo et al., 1978.

1. : serpentinites ; 2 : gabbros ; 3 : prasinites ; 4 : prasinites et couverture sédimentaire associée de la formation Mirabouc (unité océanique médiane) ; 5 : calcschistes.

de pillows peuvent y être localement reconnus.

A l'aplomb du Col de la Traversette, sur le versant piémontais, une première bande de métasédiments marque la limite inférieure de l'unité du vallon de Vallante. Cet ensemble sédimentaire très laminé, épais de quelques dizaines de mètres, jalonne la base du Monte Granero et se prolonge vers le Nord, sur le flanc Ouest du Monte Meidassa. Il est composé de calcschistes, de micaschistes, de quartzites et de rares prasinites stratiformes. Ses relations avec les prasinites sus-jacentes sont difficiles à préciser.

En poursuivant vers l'Est, on rencontre une nouvelle unité prasinitique, affleurant au Monte Meidassa et le long de l'arête qui le relie au Nord au Monte Manzol puis à l'Agugliassa. Cette unité correspond à l'unité de la Costa Ticino, qui serait ici privée tectoniquement de ses termes gabbroïques.

Sa couverture sédimentaire, assez bien développée, montre des calcschistes, des marbres, des micaschistes et des prasinites stratiformes, engagés avec leur substratum dans un vaste synclinal couché vers l'Est. Des blocs d'éclogites, représentant probablement autant d'anciens olistolites sont fréquents dans la série. Les relations entre les niveaux de base de la série sédimentaire et les prasinites du Monte Meidassa peuvent s'observer le long d'un sentier courant sur les flancs de cette montagne en direction du Col Armoine. Des interstratifications fines entre calcschistes et prasinites permettent de s'assurer que le contact est le plus souvent de nature sédimentaire.

Comme dans l'unité précédente, des textures reliques de coussins de laves et de brèches de coussins sont parfois reconnaissables au sein de prasinites du Monte Meidassa. Des veines d'épidote, s'infiltrant entre des fragments de metabasites pourraient représenter des traces fossiles d'une activité hydrothermale sous-marine.

Les prasinites du Monte Meidassa et leur série sédimentaire associée reposent en contact anormal sur une vaste unité où dominent les serpentinites, qui affleure au pied du Monte Meidassa jusqu'à la Rocca Fons. Nous n'avons pas examiné cet ensemble en détail. Il est probable qu'il soit formé à son tour de plusieurs sous-unités prolongeant vers le Nord les ensembles définis plus au Sud par Lombardo et al. (1978). Sur la coupe de la figure 8, les contours délimitant cette sous-unité sont déduits des données cartographiques de ces auteurs.

Au Colle Armoine, au cœur de cette unité serpentineuse, apparaissent des marbres et des micaschistes à grenats. Cette pincée de métasédiments (Bande du Colle Armoine), s'étend vers le Nord, dans le Vallone del Pis, où elle prend un développement important. Aux marbres et aux micaschistes, s'ajoutent des calcschistes, des prasinites stratiformes à grenats, des chloritoschistes et des talcschistes. Les rapports entre cette série sédimentaire et les roches vertes encaissantes n'ont pas été examinés.

Un panorama effectué plus au Nord, dans le secteur du refuge Barbara, permet de mettre en place les grandes sous-unités formant ici l'unité océanique basale (fig. 9).

De haut en bas, on reconnaît :

- les prasinites du Monte Granero (et la bande de métasédiments sous-jacente) équivalent de la sous-unité du vallon de Vallante ;
- les prasinites du Monte Meidassa et leur couverture sédimentaire, équivalent de la sous-unité de la Costa Ticino ;
- une écaille de serpentinites ;
- les métasédiments de la bande du Col Armoine ;
- le complexe des serpentinites de la Rocca Fons et de la Rocca Nera, au sein duquel il conviendrait de distinguer d'autres sous-ensembles ;
- le substratum tectonique de l'unité du Viso correspondant aux unités sédimentaires tout à fait sommitales du massif Dora Maira, représentées ici par des calcschistes et des marbres à interlits dolomitiques. Ces terrains sont visibles dès les premiers lacets de la piste qui mène des granges del Pis au Colle del Baracun. Ils sont ensuite continus vers le Nord, jusqu'au Col Fautet. Là, ils contiennent quelques niveaux prasinitiques, ce qui permet de les rapprocher des termes supérieurs de la Série de Sellarier - Fontane (Caron, 1977) d'une part, et de ceux de la Série de Crotte d'autre part, où ils sont datés du Crétacé supérieur basal (Marthaler et al., 1986).

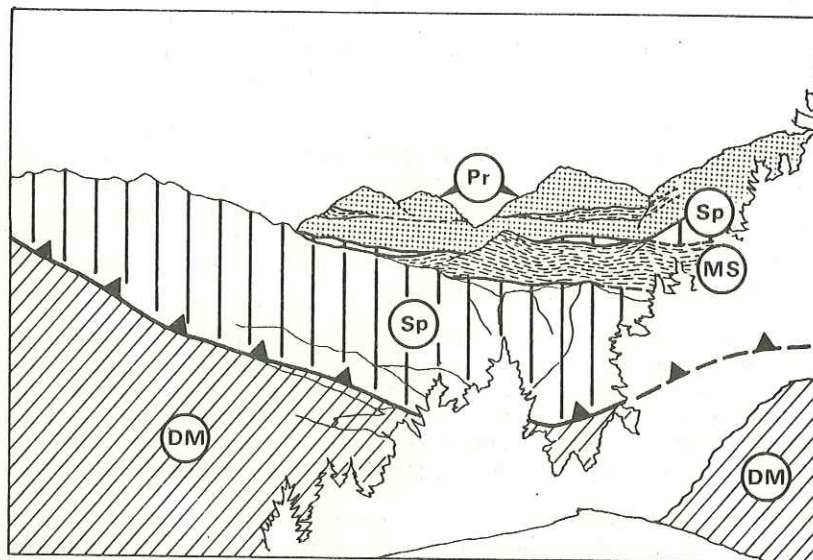


Fig. 9 .- Panorama sur l'unité du Viso ; on regarde vers le Sud-Ouest. Cette vue est prise depuis la piste menant des granges del Pis au Colle del Baracun, au Nord du refuge Barbara.
Commentaires dans le texte. Pr : prasinites ; Sp : serpentinites, MS : méta-sédiments ; DM : Massif Dora Maïra.

C. CONCLUSIONS

De cette rapide mise en place des divers constituants de l'unité océanique basale, on retiendra avant tout, que le complexe ophiolitique du Mont Viso n'est pas exclusivement formé de roches vertes. Les métasédiments y sont fréquents ; localement, leurs relations stratigraphiques primitives avec les ophiolites peuvent être retrouvées. Cette unité ne doit pas être considérée comme une entité structurale unique, mais bien comme la superposition de plusieurs sous-unités d'épaisseurs réduites, possédant chacune leurs caractères lithologiques propres. Ces sous-unités ont toutes connu les conditions du faciès éclogitique mais, comme le souligne Lardeaux (1), leurs évolutions

(1) Nisio et Lardeaux (1984) et Lardeaux, communication personnelle.

respectives sous ces conditions ont été différentes. Les contacts tectoniques délimitant ces sous-unités sont donc des contacts majeurs, à la faveur desquels se sont opérés des rapprochements de grande ampleur.

III .- LA REGION DU COL DU BARACUN (Fig. 10)

La longue échine d'ophiolites qui s'étire vers le Nord, de la Pointe Gastaldi jusqu'à la Punta Pleng en passant par le Monte Granero, s'ennoit brusquement au Col Porsel pour ne resurgir que sous l'arête du Curburant. Dans le secteur du Col du Baracun, au Sud du Curburant, les roches vertes qui armaient les reliefs, font donc place aux méta-sédiments. C'est ici que la couverture sédimentaire des prasinites formant l'unité sommitale du complexe du Mont Viso a pu être examinée en détail.

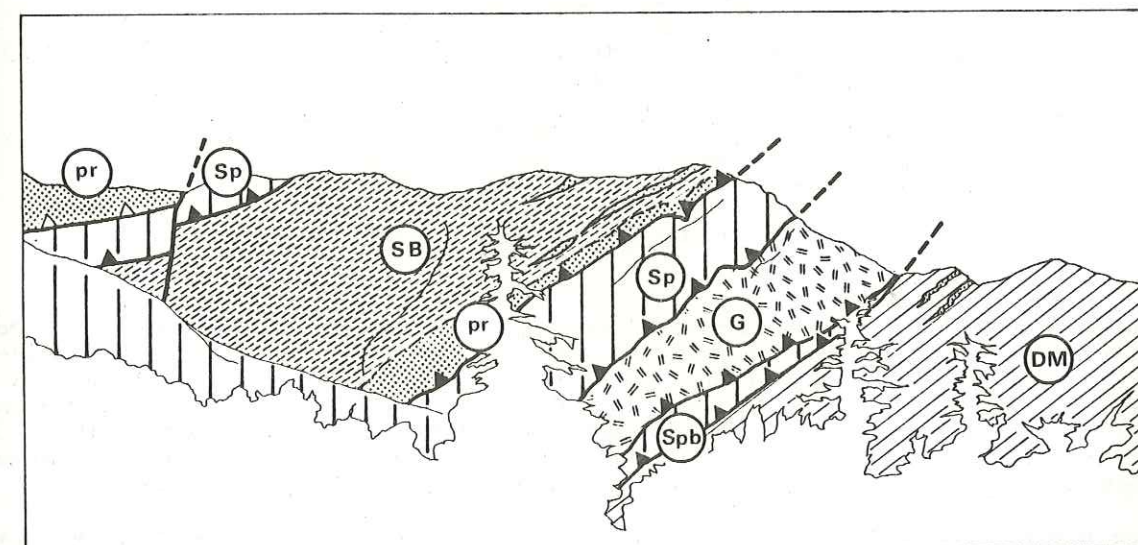
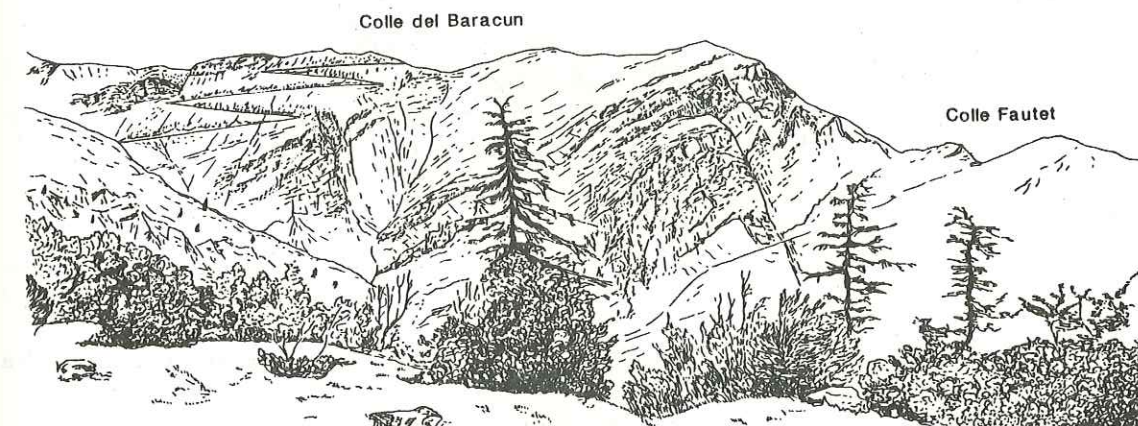


Fig. 10 .- Panorama sur la terminaison Nord de l'unité du Viso ; on regarde vers l'Ouest. Cette vue est prise au bas du Colle del Baracun, le long de la piste venant des granges del Pis.
Commentaires dans le texte. Pr : prasinites ; Sp : serpentinites ; SB : métasédiments du Baracun ; G : gabbros ; Spb : serpentinites basales ; DM : massif Dora Maïra.

A. UNE COUPE DU COL FAUTET A LA COLLETA

La coupe (fig. 11) traverse l'unité océanique basale, dans un secteur où celle-ci est à la fois peu épaisse et relativement complète. Ici, en effet, le complexe ophiolitique du Mont Viso n'affleure plus que sur 1,500 km de large environ ; on y reconnaît néanmoins quatre unités.

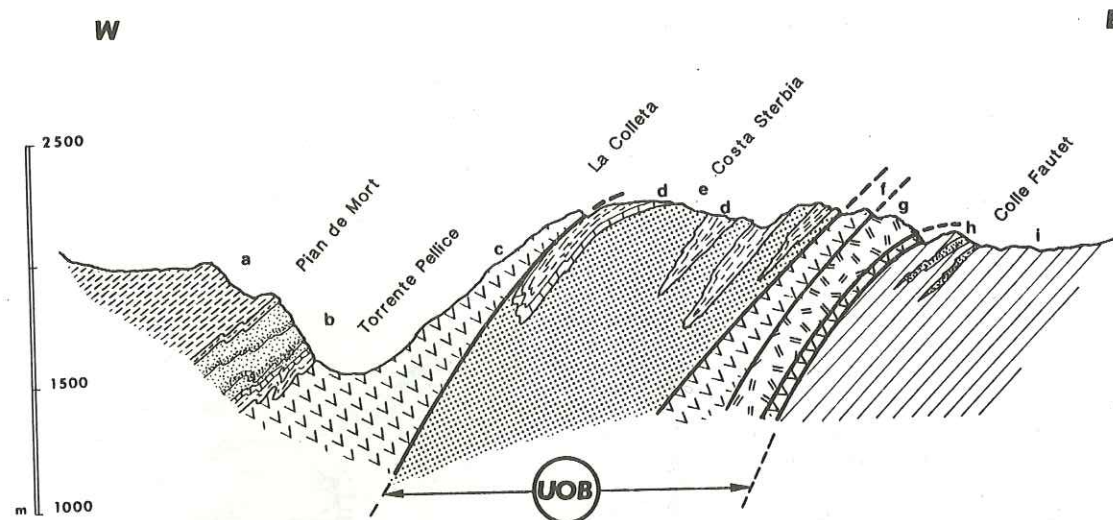


Fig. 11 .- Coupe simplifiée mettant en place les grandes entités structurales, du Pian de Mort au Colle Fautet.

- . Base de l'unité océanique médiane:
 - a. calcschistes
 - b. formation Mirabouc
 - c. serpentinites basales
- . Unité océanique basale (U.O.B.):
 - d. série de Baracun
 - e. prasinites du substratum
 - f. serpentinites schisteuses
 - g. gabbros
- . Massif Dora Maira:
 - h. prasinites
 - i. calcschistes à interlits de marbres dolomitiques.

Au col Fautet (fig. 10), affleure l'enveloppe sédimentaire externe du massif Dora Maira, représentée par des calcschistes, quelques bancs de marbres dolomitiques bleutés et deux niveaux prasinitiques. On pénètre dans l'unité océanique basale en se dirigeant vers l'Ouest. On rencontre tout d'abord une écaille de serpentinites schisteuses, puis des gabbros euphotides parfois très foliés, armant une petite falaise dominant un chemin militaire (20 à 30 m. d'épaisseur). Quelques filons basaltiques, couchés dans la foliation, sont encore reconnaissables au sein des gabbros.

Une nouvelle unité de serpentinites très schisteuses (20 - 30 m.) fait suite aux gabbros. Viennent ensuite des prasinites, peu épaisses ici, directement recouvertes par une série sédimentaire très complète, se développant jusqu'au col du Baracun puis passant sur son revers occidental où elle se prolonge en direction de la Colleta.

Les prasinites et les sédiments associés sont engagés dans de grands plis isoclinaux, déversés vers l'Est, à la faveur desquels se produisent des redoublements de séries difficiles à définir précisément.

Ces mêmes prasinites forment la base de l'épaulement de la Crête de Curbarant. Leurs rapports cartographiques avec les metabasites des sous-unités sommitales de l'unité océanique basale définies plus au Sud sont interrompus dans le secteur du col Posel - Punta Pleng par le passage de la faille du col d'Urine. Nous reviendrons plus en détail sur cette structure et sur les motifs cartographiques qu'elle crée, dans le chapitre concernant l'unité océanique médiane.

Quoi qu'il en soit, retenons que les prasinites du Curbarant et leur couverture sédimentaire du Col du Baracun, représentent le prolongement vers le Nord d'une des deux unités sommitales du complexe du Mont Viso définies plus au Sud : l'unité du vallon de Vallante ou l'unité de la Costa Ticino.

La seconde possibilité a notre faveur ; nous avons en effet observé sur le flanc oriental du Monte Meidassa, des métasédiments occupant une position structurale et stratigraphique tout à fait comparable à celle de l'ensemble affleurant au Col du Baracun. Ils pourraient en constituer le prolongement.

B. L'ENSEMBLE METASEDIMENTAIRE DU COL DU BARACUN

La couverture sédimentaire des prasinites visibles sous le Curbarant et plus au Nord, à la Costa Sterbia, présente de beaux affleurements aux abords du Col de Baracun, sur le versant Ouest qui domine la Conca del Pra et sur le versant opposé, le long des lacets de la piste descendant vers le refuge Barbara.

Les déformations plicatives importantes gênent la lecture en continu de la succession lithostratigraphique. Toutefois, l'agencement actuel des niveaux métasédimentaires affleurant sur le revers occidental du Curbarant, de la Colleta au Col du Baracun peut fournir une bonne image de la couverture initiale des roches vertes de l'unité considérée. Le texte suivant se rapporte à la figure 12.

NW

SE

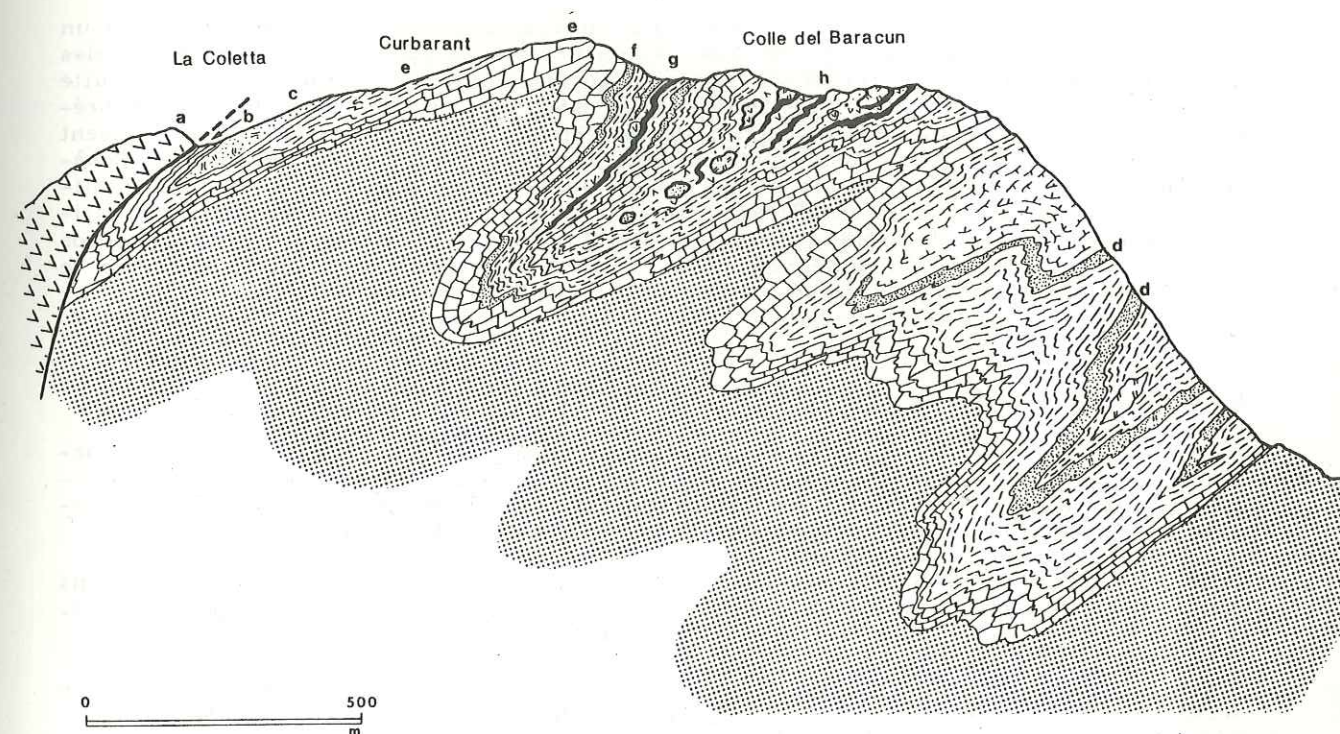


Fig. 12 .- Coupe de la Colleta au Col du Baracun.
a à h. voir texte. En grisé, les prasinites éclogitiques du Curbarant.

A la Colleta (2218 m.), les serpentinites formant la base de l'unité océanique médiane (a) s'appuient tectoniquement sur des micaschistes blancs à grenats, des calcschistes carbonatés et des marbres quartzo-phylliteux (b). Ces faciès, riches en quartz et micas sont relativement peu fréquents dans les séries sédimentaires consti-

tuant les autres unités. La présence de véritables micaschistes, que l'on peut considérer comme d'anciens sédiments riches en composants terrigènes apparaît comme une des caractéristiques de cet ensemble méta-sédimentaire.

En se déplaçant vers l'Est, on observe ensuite un niveau clair, d'épaisseur plurimétrique d'aspect prasinitique (c). Dans le détail, la roche présente localement des textures bréchiques évidentes ; on y reconnaît des fragments de metabasites sombres et des clastes de gabbros se détachant d'une matrice verdâtre, albitique, montrant de belles plages centimétriques vivement colorées en vert signalant la présence de minéraux chromifères de type fuchsite ou smaragdite. Au microscope, dans un fond confus d'albite, d'amphiboles vert pâle, d'épidote et de chlorite, on distingue des fantômes d'anciens pyroxènes totalement envahis par la calcite et l'amphibole verte. Cette roche constitue donc un ancien horizon d'accumulation de débris volcaniques et plutoniques (basaltes et gabbros).

Ce niveau de couleur remarquable, affleure à nouveau, plus bas sur le versant, le long de la piste descendant au refuge Jervis, aux alentours de la cote 2000 m. On le retrouve également sur le revers oriental du Colle del Baracun où il est associé à des olistolites de gabbros inclus dans des micaschistes plus ou moins carbonatés. Il est bien visible, par exemple, dans la descente vers le vallon des Carbonieri, où la piste le recoupe à plusieurs reprises (d). Près de la Colleta, ce niveau occupe probablement le cœur d'un synclinal couché.

Vers l'Est, à la suite de ce niveau, affleurent à nouveau des micaschistes et des calcschistes passant progressivement à des marbres reposant directement sur les prasinites du Curbarant (e). Prasinites, marbres, micaschistes et calcschistes dessinent une structure anticlinale faisant suite au synclinal précédent.

La série sédimentaire se complète au niveau du Col de Baracun, ouvert au sein d'un synclinal serré. Au-dessus des marbres viennent des calcschistes à grenats et des prasinites montrant des reliques de paragenèses éclogitiques (f). On rencontre ensuite des calcschistes et micaschistes à interlits de marbres, de prasinites localement bréchiques et de serpentinoschistes (g). Progressivement, des chloritoschistes envahissent les calcschistes. Ils contiennent quelques blocs métriques de roches vertes. On pénètre alors, aux abords immédiats du col, dans un véritable complexe à bloc d'ophiolites (h). La matrice est essentiellement serpentineuse et talqueuse. Des blocs éclogitiques, plurimétriques de metabasites, de metabrèches basaltiques et de metagabbros apparaissent çà et là, bien dégagés par l'érosion. Ce complexe à bloc représente le niveau sédimentaire le plus élevé de la partie visible de la série.

C. QUELQUES DONNEES SUR LES CRISTALLISATIONS METAMORPHIQUES

Au cours de ce travail, qui ne constitue qu'un premier grand débrouillage des structures, nous n'avons pas conduit une analyse fournie des déformations et du métamorphisme. Il nous a paru nécessaire, néanmoins, d'acquiescer quelques données concernant les évolutions métamorphiques des unités que nous définissons.

Pour cela, C. Mevel a bien voulu examiner et analyser le matériel que nous lui avons confié. De plus, une étude microstructurale et métamorphique a été entreprise par B. Scaillet dans le cadre d'un D.E.A. (Scaillet, 1986).

Notre première préoccupation fut de s'assurer que l'unité océanique basale, dans le secteur où nous l'étudions plus en détail, présentait bien les caractères métamorphiques communs au restant du Complexe du Mont Viso.

Les prasinites du Curbarant, échantillonnées sur la crête dominant Costa Sterbia présentent de belles paragenèses éclogitiques à pyroxènes sodiques, grenats, rutile, zoïsite, chlorites. La texture équi-granulaire de ces roches (fig. 13) souligne l'importance des recrystallisations métamorphiques.

La couverture sédimentaire de ces prasinites a connu la même évolution métamorphique. Les reliques de paragenèses éclogitiques sont omniprésentes dans les métasédiments. Dans les micaschistes, on rencontre en effet d'abondants grenats plurimillimétriques, des phengites et des chlorites ; les prasinites claires, à débris gabbroïques et fantômes de pyroxènes renferment de nombreuses épidotes pauvres en fer, de la famille des zoïsites ; enfin, les blocs de metabasites du complexe chaotique du Col de Baracun présentent eux aussi de belles associations éclogitiques à omphacite et grenat (fig. 13).

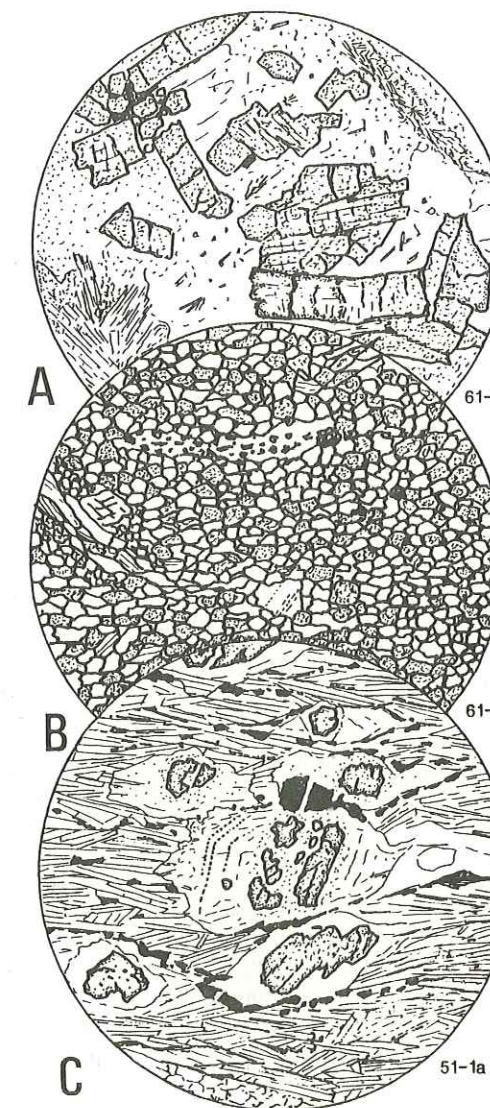


Fig. 13. - Vues au microscope de quelques faciès caractéristiques de l'unité du Viso.

- A. Grands prismes de zoïsite dans une metabrèche gabbroïque (le fond de la roche se compose d'albite et d'actinote) ;
- B. Texture équi-granulaire (grenat, omphacite, rutile) dans une prasinite éclogitique ;
- C. Reliques de grenats, dans un micaschiste éclogitique de la série du Baracun (grenats chloritisés, phengites, amphiboles vertes, opaques).

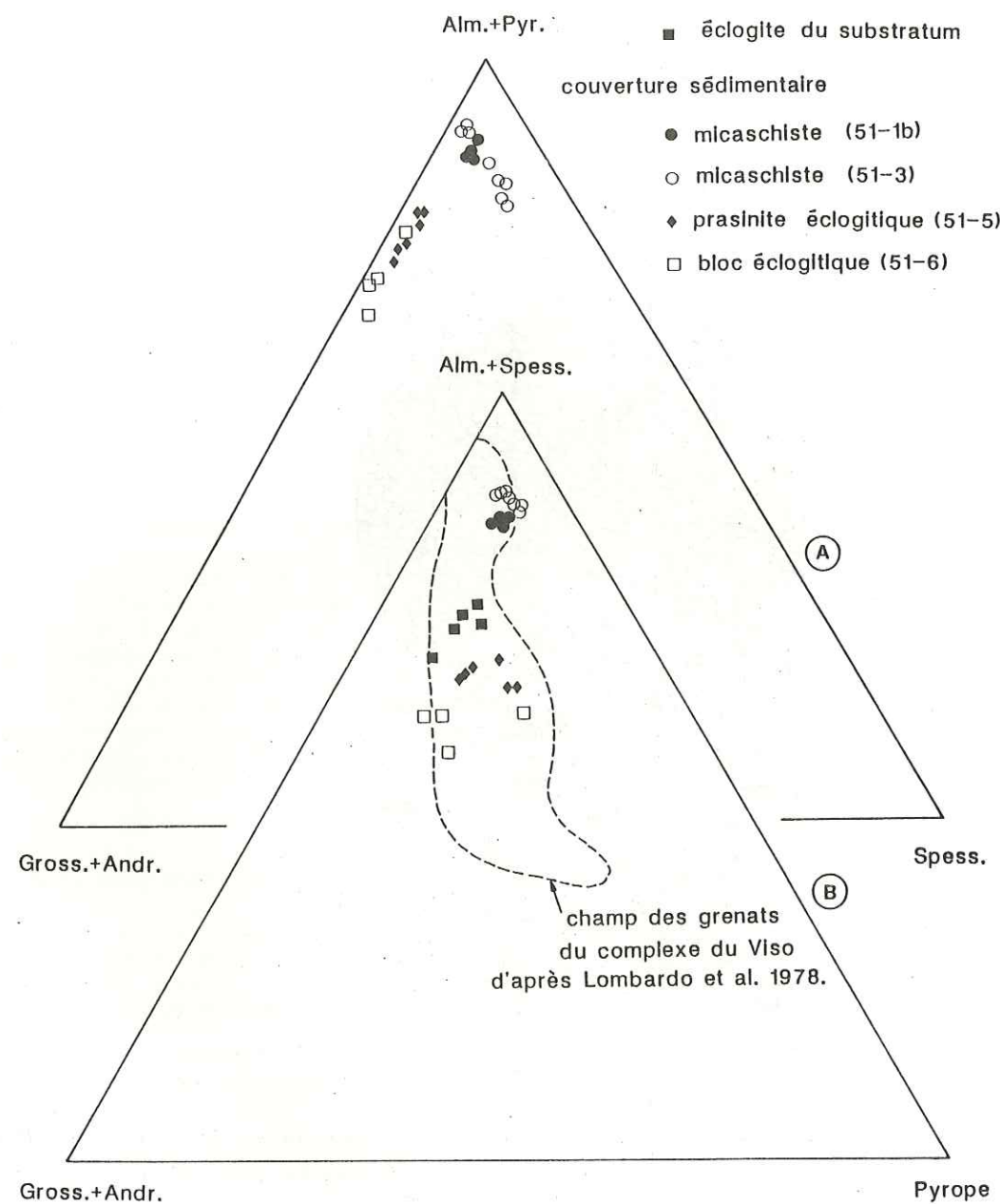


Fig. 14 .- A et B : Diagrammes triangulaires pour les grenats des éclogites du secteur du Col du Baracun.

Alm. Almandin
Pyr. Pyrope
Gross. Grossulaire
Andr. Andradite
Spess. Spessartine

Le passage vers des conditions de plus faibles pressions se traduit essentiellement par l'apparition de l'amphibole bleue. Dans les éclogites basiques, celle-ci se développe aux dépens des omphacites. Elle apparaît ainsi en couronne plus ou moins continue autour de certains CPX sodiques. Le développement de chlorites, de paragonites, de pistacites, d'albites et d'amphiboles vert pâle est lié à une évolution rétro-morphique vers les conditions du faciès Schistes verts. Ces minéraux se rencontrent essentiellement dans les micaschistes ; ils sont associés à du stilpnomélane, des biotites vertes et quelques tourmalines peu nombreuses.

Des analyses de minéraux réalisés par C. Mével à la microsonde de Paris VI sont reportées dans le tableau 1 (1) ; les grenats des roches basiques, comme ceux des micaschistes sont pauvres en manganèse. Dans le diagramme de la figure 14, les points représentant leurs analyses se placent près du pôle Almandin + Pyrope, loin du pôle spessartine. Leurs compositions, qui sont celles des grenats apparaissant sous des conditions de haute pression, sont identiques à celles des grenats de la partie centrale de l'unité du Viso (Lombardo et al., 1978) (fig. 14). Enfin, le diagramme de la figure 15 permet de s'assurer que les pyroxènes observés dans les éclogites, appartiennent bien à la famille des omphacites (tableau 2).

Ces données seront complétées et précisées ultérieurement (2).

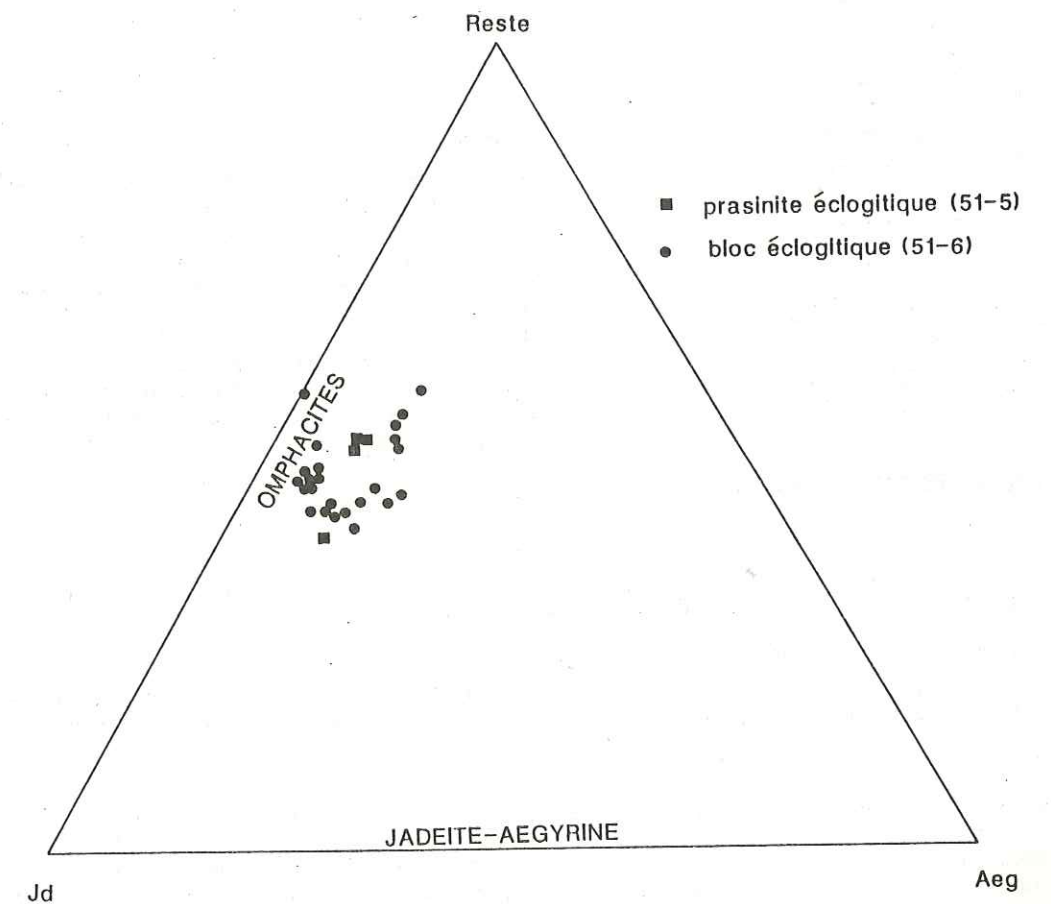


Fig. 15 .- Diagramme triangulaire pour les clinopyroxènes des éclogites du secteur du Col du Baracun.

(1) Les tableaux sont présentés en annexe, en fin de volume.
(2) Scaillet, Lagabrielle, Polino, Mével et Kienast, travaux en cours.

IV.- CONCLUSIONS - SIGNIFICATION DE LA SERIE DU BARACUN

A. PRINCIPAUX CARACTERES

La série sédimentaire du Baracun est la couverture d'une sous-unité sommitale du complexe du Mont Viso. Dans le secteur du Col du Baracun, on a rencontré successivement (fig. 16) :

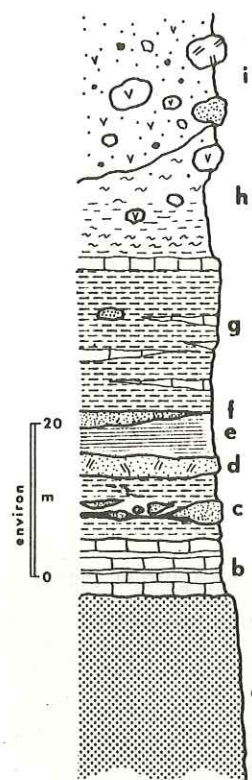


Fig. 16.- Log synthétique de la Série du Baracun.

- a. prasinites du substratum (métabasaltes)
- b. marbres plus ou moins phylliteux
- c. calcschistes et micaschistes à lits prasinitiques plus ou moins bréchiques
- d. metabrèches de basalte et de gabbro
- e. micaschistes
- f. prasinites
- g. calcschistes et marbres
- h. chloritoschistes à blocs d'ophiolites
- i. complexe à blocs d'ophiolites (matrice serpentiniteuse).

LA SERIE DU BARACUN

- le paléosubstratum océanique, représenté par les prasinites du Curbarant (anciens basaltes et anciennes brèches basaltiques) ;
- d'anciens calcaires (5 à 10 m.) ;
- des calcschistes et micaschistes interstratifiés avec des marbres, des serpentinoschistes et des prasinites dont certaines sont clairement d'origine détritique ;
- un complexe serpentiniteux à blocs d'ophiolites.

L'épaisseur totale de cette série peut être estimée à 70 m. environ.

Cet ensemble sédimentaire et son substratum ont subi, en même temps, une évolution dans les conditions du faciès éclogitique. Ils ont ensuite connu un réchauffement et une baisse rapide de la pression, les conduisant dans les conditions du faciès schistes bleus, puis schistes verts. Toutes les roches récoltées dans les unités impliquées montrent des paragenèses correspondant à des stades différents de cette évolution.

La Série du Baracun possède de nombreux caractères originaux, qui permettent de la distinguer des autres séries océaniques observées dans ces régions.

D'ores et déjà, soulignons ces particularités.

- L'abondance des micaschistes véritables est remarquable. Nous proposons de voir dans ces niveaux, d'anciennes accumulations de matériel détritique continental ;

- A côté de ces sédiments terrigènes existent des dépôts détritiques océaniques, représentés par les prasinites claires à éléments gabbroïques, certaines prasinites sombres à texture bréchique et les olistolites de gabbro isolés dans les calcschistes. Ces dépôts prennent un développement important dans le complexe à bloc du Col du Baracun dont la mise en place traduit l'intervention d'un événement tectonique affectant une partie du domaine océanique avoisinant les lieux de dépôt.

B. AGE, SIGNIFICATION ET POSITION INITIALE DE LA SERIE DU BARACUN

L'âge de la Série du Baracun n'est pas connu directement ; sa base peut être rapportée au Jurassique supérieur, date de l'apparition du substratum océanique piémontais et ligure (nous en discutons dans la troisième partie). Le niveau basal de marbres peut être corrélé ainsi avec les calcaires à Calpionelles de l'Apennin ligure (Tithonique à Berriasien). Dans ce cas, les calcschistes, les micaschistes et le complexe à blocs de roches vertes qui lui font suite directement sont très vraisemblablement crétacés. Cette attribution peut être affinée, pour la partie sommitale de la série, si l'on tient compte des datations radiochronologiques de l'événement métamorphique éclogitique.

Dans l'ensemble des Alpes occidentales, l'événement métamorphique éoalpin a été daté entre 128 et 80 Ma (Dal Piaz et Lombardo, 1985) sur des ophiolites ou dans les unités éclogitiques de marge continentale : 80 - 100 Ma sur les éclogites de la zone de Zermatt (Hunziker, 1974 ; Bocquet et al., 1974) ; 90 Ma par traces de fissions sur zircons dans les éclogites de Lanzo et Rocciavre (Carpéna, 1984) ; 99 ± 18 Ma et 105 Ma dans le Dora Maira (Viallette et Vialon, 1964 ; Monié, 1984 ; 110 - 130 Ma, dans le massif du Mont Rose (Frey et al., 1974 ; Chopin et Monié, 1984) ; 93 à 60 Ma, dans le massif du Grand Paradis (Chopin et Maluski, 1978 ; Carpéna, 1984).

Ainsi, des événements métamorphiques éclogitiques ont-ils affecté la plupart des unités alpines les plus internes actuellement, au cours d'une période allant du sommet du Néocomien au Campanien (1). La série du Baracun, elle-même éclogitique, s'est donc probablement déposée durant le Malm et le Néocomien, avant ces événements.

J. Carpéna en 1984, datait à 135 ± 8 Ma l'âge du refroidissement postéclogitique des gabbros du complexe du Passo Gallarino par la méthode des traces de fission de zircon. Devant un tel résultat, deux attitudes sont possibles.

1. Nous pouvons opter sans discussion pour l'acceptation totale de cette donnée. Dans ce cas, et si l'on étend à l'ensemble des sous-unités éclogitiques du Mont Viso les contraintes qu'imposent cette datation, la série du Baracun est obligatoirement plus ancienne que 138 Ma, c'est-à-dire anté-valanginienne. Par contre, si l'on se rappelle que le massif du Mont Viso résulte de la superposition récente d'unités éclogitiques ayant subi des histoires tectonométamorphiques assez différentes, on pourra laisser cette datation au seul complexe du Passo Gallarino et envisager pour les unités supérieures, dont celle du Curbarant, un métamorphisme d'âge plus récent.
2. Nous pouvons discuter de la confiance qu'il convient d'accorder à cette valeur, en avançant, d'une part qu'il s'agit là d'un résultat s'écartant du groupe d'âge déjà obtenu pour l'événement éoalpin, notamment de ceux fournis par des roches prélevées sur des massifs voisins de même origine (Rocciavre et Lanzo), et, d'autre part qu'il s'agit d'une donnée isolée que d'autres mesures doivent venir confirmer.

Une fois ces quelques réserves émises, il n'en demeure pas moins que l'ensemble des zones alpines les plus internes, qu'elles soient océaniques comme l'unité du Viso ou continentale comme le Dora Maira, a connu entre 120 et 80 Ma une ou même plusieurs phases de structuration et de métamorphisme de haute pression dont doit rendre compte toute tentative de reconstitution historique.

Dans cette optique, le complexe à bloc du Col du Baracun, qui termine la partie visible de la série revêt une signification toute particulière. Sa mise en place est la traduction sédimentaire d'un événement tectonique océanique précoce d'âge crétacé in-

(1) Nous prenons pour référence dans ce travail, l'échelle proposée pour les temps mésozoïques par Kent et Gradstein (1985).

férier probable, sans qu'il soit possible de proposer une attribution plus précise. Cet épisode a pu être contemporain de l'enfouissement rapide et du métamorphisme de haute pression d'unités océaniques voisines. Il ne resterait de ces unités à métamorphisme très précoce que des minces écaillés formant les parties profondes du complexe du Mont Viso, comme la sous-unité du Passo Gallarino par exemple, dont l'histoire alpine débiterait selon J. Carpena, vers 135 Ma (Valanginien, dans l'échelle retenue ici).

Nous reprendrons longuement cette discussion, en tentant de cerner les modalités de cet épisode éventuel, après avoir présenté les caractéristiques propres aux autres unités de cet édifice.

Reste à préciser la place qu'occupait la série du Baracun dans le domaine océanique.

Le complexe du Mont Viso et son homologue septentrional, le massif de Rocciavre, reposent actuellement en contact direct sur les nappes continentales du Dora Maira et présentent avec celles-ci des évolutions tectonométamorphiques très voisines. Ces faits suggèrent naturellement que le rapprochement de ces ensembles a été réalisé localement au moins, de façon précoce, ce qui conduit à conclure que parmi les unités d'origine océanique visibles dans l'édifice, celles qui forment l'actuel complexe du Mont Viso étaient parmi les plus proches de la marge continentale européenne.

Cette interprétation doit être discutée, puisqu'en effet, elle signifie explicitement que la tectogénèse a débuté à la bordure européenne du bassin océanique. Auparavant, il est nécessaire de rassembler les données relatives aux autres unités. Cette discussion est donc reportée à la fin de cette partie ; elle est reprise et complétée en début de la troisième partie.

CHAPITRE III

L'UNITE MIRABOUC-BOUCHET

OU UNITE OCEANIQUE MEDIANE

I .- INTRODUCTION

L'unité Mirabouc - Bouchet occupe une place importante dans le secteur étudié. Les terrains variés qui la compose forment une bande large de quelques kilomètres, s'étendant du Bric Bouchet au Nord, jusqu'au Pic d'Asti et au Col de Valante au Sud (fig. 17).

Il convient de préciser dans cette introduction, que ce chapitre renferme des données nouvelles sur l'extension géographique de cette unité et sur la succession stratigraphique des terrains qui la constituent.

Ces données nous conduisent à préciser ou à modifier partiellement le contenu de publications antérieures (Lagabrielle, 1982 ; Lagabrielle, Lemoine et Tricart, 1985).

II .- PRESENTATION DES GRANDS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES

Une coupe effectuée dans la partie Nord du domaine d'étude, en remontant le versant abrupt du Haut Val Pellice, des environs de Villanova au Bric Bouchet, permettra de présenter les grands ensembles lithologiques qui composent cette unité.

A .- UNE COUPE DE BRUNEL AU BRIC BOUCHET (fig. 18)

Le Hameau de Brunel, dominant Villanova, est installé sur des prasinites appartenant à l'unité du Viso, et prolongeant vers le Nord celles visibles au Curbarant. Ces prasinites, très finement litées, renferment quelques écaillés de serpentinites schisteuses. Immédiatement après Peira Taglia, sur un replat surplombant le torrent Crosenna, le sentier qui mène à Alpe Crosenna traverse une zone de contact majeur séparant l'unité océanique basale de l'unité océanique médiane. On quitte alors les prasinites visibles à Brunel, pour pénétrer dans des serpentinites intensément déformées, auxquelles sont associés des lambeaux de carbonates à débris serpentiniteux, des prasinites claires et quelques niveaux de calcschistes. Ces résidus métasédimentaires forment une pincée au sein des serpentinites ; celles-ci dessinent ainsi un synclinal très serré, immédiatement suivi vers l'Ouest par un anticlinal plus ouvert. La structure générale de ce secteur, telle que nous avons pu la reconstituer, est schématisée sur la figure 19.

Les serpentinites basales ont été étudiées, plus au Sud, au-dessus du refuge Ballif, par A. Ishiwatari (1985). L'auteur montre que ces roches sont d'anciennes lherzolites à plagioclases rappelant les ultrabasites des zones transformantes océaniques. Ces serpentinites forment la base de l'unité océanique médiane. On ne peut affirmer ici, à quelques pas d'un contact tectonique majeur, que les relations qu'elles présentent avec les lambeaux sédimentaires associés sont stratigraphiques. Elles l'ont été probablement. L'examen d'autres coupes effectuées plus au Sud et dont nous rendrons compte en détail ci-après le confirme en effet.

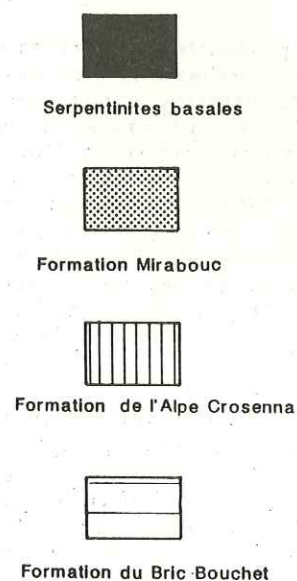
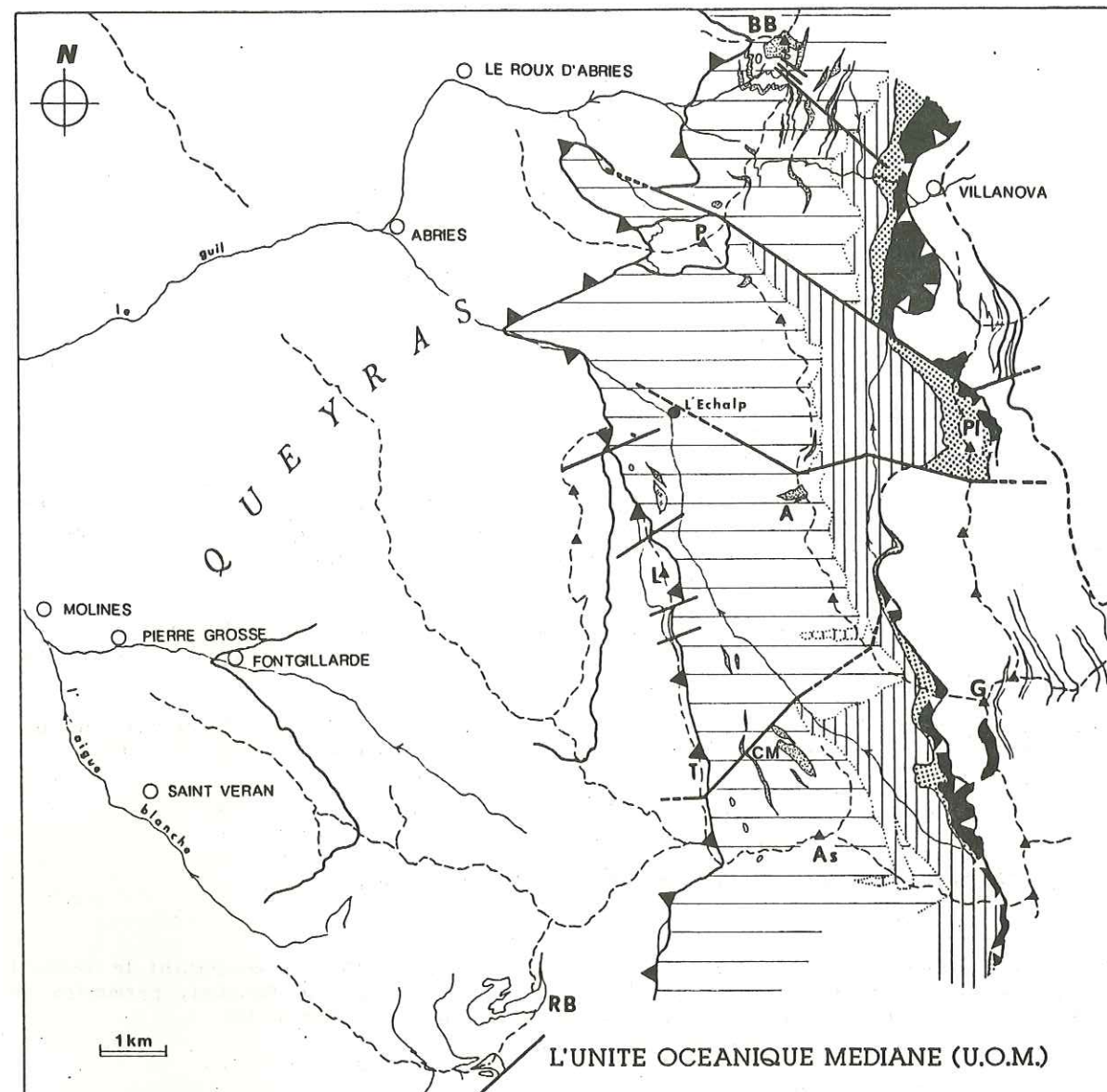


Fig. 17. -- Schéma structural simplifié de l'unité océanique médiane.

Abréviations :

BB : Bric Bouchet
A : Mont Arbancier
CM : Crête Mouloun
As : Asti ou Mont Aiguillette

Les plis serrés qui règlent la structure des serpentinites n'affectent pas le contact de celles-ci avec les prasinites de l'unité océanique basale. Ce contact, penté vers l'Ouest, est donc tardif.

Quittant les serpentinites basales, le sentier traverse une barre de prasinites d'une centaine de mètres d'épaisseur, présentant des faciès variés : metabrèches à éléments basiques, niveaux massifs ou finement lités. A la base de ces roches vertes, affleurent des niveaux de couleur claire, évoquant les prasinites bréchiques à éléments gabbroïques observés dans le Curbarant. On retrouve à nouveau des niveaux semblables, au-dessus des prasinites, sur le flanc occidental de la Rocca Capus. En quittant le sentier et en remontant le torrent qui, de la Rocca Capus se jette dans le Ruisseau Crosenna, on pourra s'assurer que le contact entre ces prasinites claires et les roches vertes sous-jacentes est bien progressif et de nature stratigraphique.

Après la traversée des metabasites, le sentier pénètre dans une épaisse séquence métasédimentaire qu'il gravira jusqu'au Col Bouchet, soit sur près de 1000 m. de dénivelé.

Cette épaisse séquence peut être subdivisée en deux grands ensembles ayant valeur de formations, et que l'on rencontrera ensuite dans toutes les coupes effectuées plus au Sud.

Le premier ensemble, la formation de l'Alpe Crosenna, constitue les pentes situées immédiatement au-dessus des prasinites de la Rocca Capus et s'étendant jusqu'aux premiers surplombs dominant les anciennes bergeries de l'Alpe Crosenna. On y rencontre une gamme variée de faciès schisteux montrant tous les intermédiaires entre des calcschistes et des micaschistes véritables, alternant selon des rythmes courts avec des horizons plus carbonatés ou gréseux.

Au niveau de l'Alpe Crosenna, la composante carbonatée disparaît progressivement. Au Curnaliot, qui surplombe l'Alpe Crosenna, cette formation se termine ainsi par des schistes noirs feuilletés, d'aspect très caractéristique et des quartzites impurs à enduits métalliques probablement manganésifères. Les schistes noirs nous ont semblé propices pour tenter une recherche palynologique. Malheureusement, les premiers essais conduits à Brest avec A. Le Hérisse et poursuivis à Strasbourg par C. Rauscher (1) n'ont pas porté les fruits espérés.

Le second ensemble, la formation du Bric Bouchet, se développe du Curnaliot au sommet du Bric Bouchet et sur son revers occidental. Les calcschistes y dominent largement. Ils alternent avec des niveaux décimétriques de marbres à patine orangée, de quartzites phylliteux verdâtres, de prasinites stratiformes et de serpentinoschistes. Ces horizons variés apparaissent plusieurs fois dans la série. Nous reviendrons en détail sur la signification de chacun d'eux, notamment sur celles des prasinites stratiformes. Leur présence simultanée doit être retenue comme un caractère spécifique de cette formation.

Au Pian della Crosennetta et à la Maît di Bucie (2), nous retrouvons les terrains déjà décrits par Lagabriele (1981, 1982) et rapportés à la série de type Bric Bouchet. Ils présentent des caractères rigoureusement identiques à ceux qui viennent d'être traversés ; sur le revers occidental du Bric Bouchet, ils contiennent, de plus, de nombreux olistolites de roches vertes. Des descriptions détaillées de ces terrains ont déjà été fournies (voir notamment Lagabriele, 1981 et Lagabriele, 1982, p. 127 à 134).

En 1981 et jusqu'en 1985 (Lagabriele 1981, 1982 et Lagabriele, Lemoine et Tricart, 1985) nous nous interrogeons sur la position et la signification exacte des prasinites qui forment le massif du Bric Bouchet. Nous étions alors, face à l'alternative suivante : sont-elles le substratum océanique de la série de type Bric Bouchet formant l'enveloppe sédimentaire de ce massif, ou représentent-elles simplement un horizon prasinitique plus épais que les autres, interstratifié dans une série initialement plus complète? Caron en 1977, sur le même massif, s'interrogeait d'une façon semblable. En

(1) Nous exprimons ici notre reconnaissance à ces deux spécialistes pour la patience avec laquelle ils ont bien voulu examiner ce matériel.

(2) Maît : dernier alpage paturé par les brebis avant l'hiver. Il s'agit des domaines herbus les plus élevés. Bucie : nom piémontais pour Bouchet.

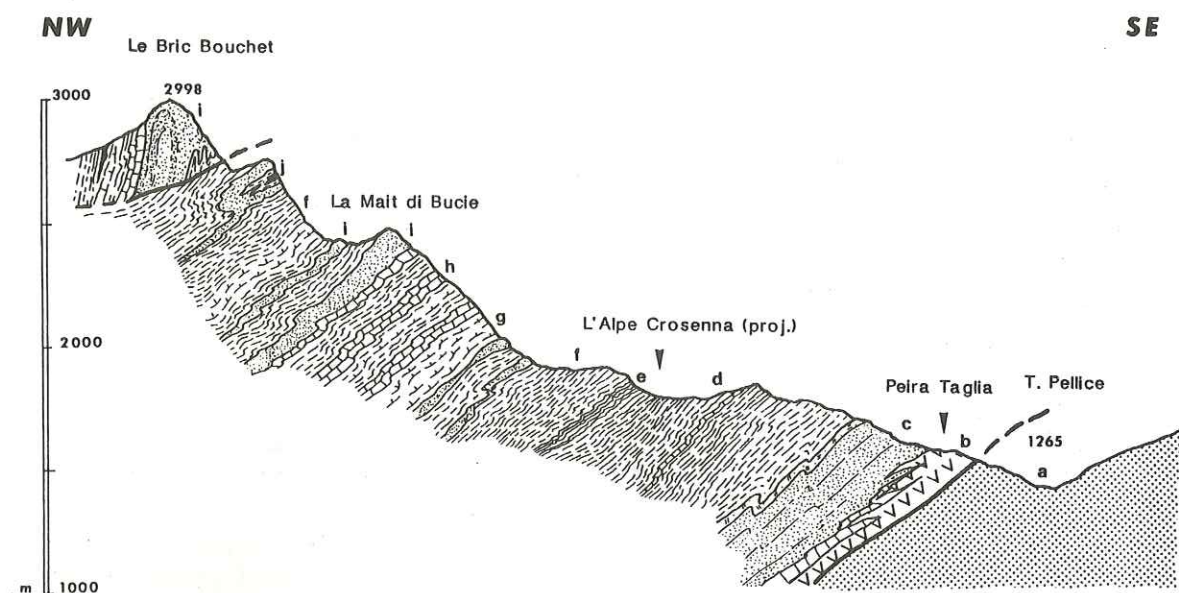


Fig. 18. — Coupe du Torrente Pellice (aux environs de Villanova) au sommet du Bric Bouchet.

- a. prasinites écloitiques de la sous-unité sommitale du complexe du Mont Viso.
 - b. Serpentinites basales de l'unité océanique médiane.
 - c. Prasinites sombres (en pointillés) et prasinites claires (méta-arénites gabbroïques).
 - d. Calcschistes
 - e. Schistes noirs
 - f. Calcschistes
 - g. Marbres phylliteux
 - h. Marbres à patine orangée
 - i. Prasinites
 - j. Serpentinites
- } Formation de l'Alpe Crosenna
- } Formation du Bric Bouchet

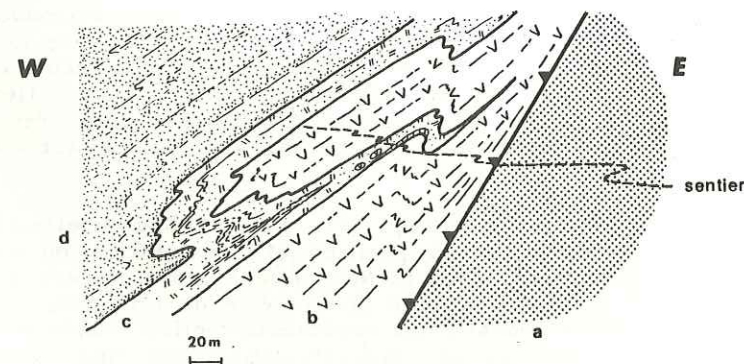


Fig. 19. — Coupe interprétative le long du sentier menant de Brunel à l'Alpe Crosenna, au-dessus de Peira Taglia (détail de la figure 18).

- a. Prasinites écloitiques (unité océanique basale);
- b. Serpentinites basales de l'unité océanique médiane;
- c. Métasédiments (arénites gabbroïques, brèches serpentineuses, marbres), représentant la couverture probable des serpentinites basales;
- d. Prasinites.

1982 et 1985, nous avons préféré, comme Caron (in Bourbon et al., 1979) la première hypothèse. Aujourd'hui, compte tenu d'une part des résultats de nos recherches sur le versant piémontais de cette montagne et d'autre part de nos conceptions sur l'architecture d'ensemble de la région, nous préférons la seconde.

La série du Bric Bouchet apparaît en effet comme le terme élevé d'une succession sédimentaire plus complète, inexplorée avant ce travail, et dont une première description succincte vient d'être proposée.

Nous avons montré (Lagabrielle, 1982) que la structure du massif du Bric Bouchet résulte des effets conjugués d'une tectonique plicative au moins biphasée et d'un écaillage tardif à vergence Est, s'appliquant à une lame de prasinites dont l'épaisseur initiale ne pouvait dépasser la centaine de mètres. Dans l'hypothèse retenue alors, cette lame était créée aux dépens d'un substratum océanique basaltique par un écaillage intervenant lors des déformations alpines précoces.

Cette analyse structurale n'est pas remise en cause ici, seules nos conceptions sur la nature originelle de la "lame" prasinitique sont modifiées. Nous préférons maintenant y voir un niveau metabasique semblable à ceux que l'on rencontre en grand nombre à l'Est et à l'Ouest du Bric Bouchet, et que l'on peut interpréter comme des olistostromes ou des méga-blocs de nature basaltique mis en place durant la sédimentation, par transport gravitaire (Lagabrielle et Polino, 1985).

Nous reprendrons cette question ultérieurement en nous appuyant notamment sur des comparaisons avec des séquences sédimentaires apenniniques, dans lesquelles on rencontre fréquemment des amas de blocs de laves (olistostromes) ou des "lames" plurimétriques de brèches et de coussins basaltiques (olistolites).

B. — CONCLUSIONS

La coupe présentée ci-dessus ne permet pas de fixer dans le détail la succession de tous les niveaux sédimentaires rencontrés au sein de l'unité océanique médiane; elle donne néanmoins un bon aperçu de la gamme des faciès qui la compose et de leur agencement à grande échelle. Les principaux ensembles définis le long de ce transect seront systématiquement retrouvés dans toutes les coupes réalisées plus au Sud. Nous les rappelons brièvement.

Au-dessus des serpentinites basales qui s'appuient tectoniquement sur l'unité du Viso, par l'intermédiaire d'un contact non plissé, apparaissent tout d'abord des méta-sédiments et des prasinites montrant des faciès variés, associées stratigraphiquement à des roches claires évoquant les niveaux détritiques rencontrés dans la série du Curbarant. Ces metabasites supportent un premier ensemble essentiellement schisteux, d'abord riche en carbonates (calcschistes) et se terminant par des schistes noirs et des quartzites (formation de l'Alpe Crosenna). A cet ensemble fait suite une séquence de calcschistes dans laquelle s'intercalent des niveaux plurimétriques de marbres, de quartzites phylliteux, de prasinites et de serpentinolites. Cet ensemble qui correspond à l'ancienne série de type Bric Bouchet est également riche, vers son sommet en olistolites de roches vertes (formation du Bric Bouchet).

L'unité océanique médiane se caractérise par la superposition systématique de ces différents termes. Si la continuité stratigraphique entre les prasinites et les deux ensembles sédimentaires sus-jacents ne peut être mise en doute, il n'en est pas de même en ce qui concerne la nature du contact séparant les serpentinites des premiers méta-sédiments. Les coupes décrites en détail dans les pages qui suivent fourniront toutefois de nombreux arguments permettant d'établir localement la nature stratigraphique de ce contact. Elles conduiront de plus à préciser et à compléter les données litho-stratigraphiques relatives à chacun des ensembles esquissés ici.

III .- LITHOSTRATIGRAPHIE DE L'UNITE OCEANIQUE MEDIANE

A. DE MIRABOUC AU COL DE VALANTE : LE SUBSTRATUM OCEANIQUE ET LA FORMATION MIRABOUC

1. La coupe de Mirabouc

Mirabouc domine le Pellice à son débouché du Pian del Pis. Le long du sentier conduisant de Villanova au refuge Jervis, des affleurements bien dégagés apparaissent au pied d'une falaise de prasinites ; nous les décrivons dans une coupe détaillée proposée ci-dessous. Auparavant, précisons ici la position des serpentinites basales. Elles affleurent en rive droite du Torrente Pellice, où elles forment une puissante dalle structurale inclinée vers l'Ouest, de forme triangulaire, qui s'appuie sur les prasinites de l'unité océanique basale. Le contour cartographique des serpentinites montre très clairement que la surface inférieure de cette dalle n'est pas plissée. On retrouve ici le contact tectonique basal de l'unité océanique médiane déjà traversé plus au Nord à Peira Taglia. Il y présente les mêmes caractères ; il est plan et penté à l'Ouest (fig. 20).

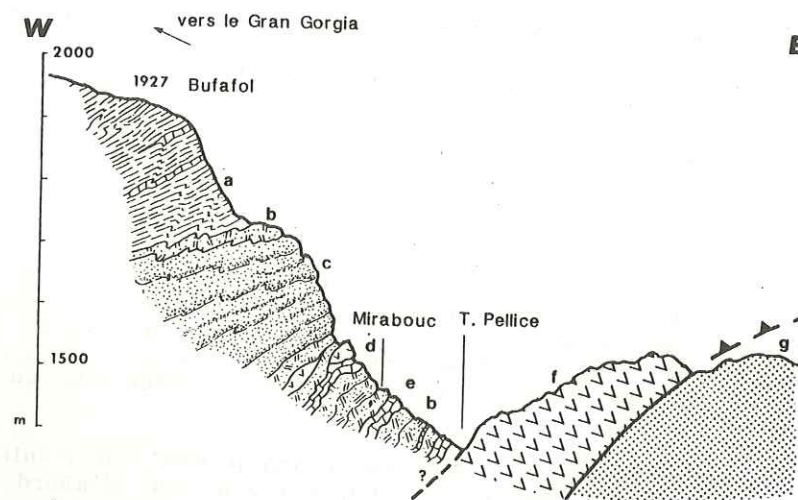


Fig. 20 .- Coupe de Mirabouc (voir également planche 3, p. 154).

- a. Calcschistes (formation de l'Alpe Crosenna) ;
- b. méta-arénites gabbroïques ;
- c. prasinites (méta-pillows et méta-brèches basaltiques sédimentaires) ;
- d. olistolites de serpentinites ;
- e. marbres ;
- f. serpentinites basales ;
- g. prasinites de l'unité océanique basale.

En rive gauche du Pellice (fig. 21), les premiers affleurements sont formés par des micaschistes carbonatés présentant des pseudomorphoses possibles de grandes lawsonites. Ils alternent régulièrement avec des niveaux clairs, composés d'albite, de phengite, d'épidote, de quartz et de fuchsite. Ces niveaux évoquant des gabbros reconstitués ressemblent fortement aux "prasinites" claires bréchiques à éléments de gabbros de la série de Baracun. L'alternance observée ici est due, en partie, à l'existence de nombreux plis isoclinaux dont les axes sont orientés au N160. Plus haut, au niveau du sentier, ces horizons clairs prennent un développement important ; leur épaisseur atteint la dizaine de mètres. Ils renferment quelques clastes de gabbros foliés, de serpentinites et de metabasalts. Au microscope, ces niveaux montrent des pyroxènes détritiques reliques, souvent envahis par l'amphibole verte et la calcite, baignant dans un fond d'albite poeciloblastiques, de grandes pistacites, d'actinotes et de micas blancs. Ils peuvent être considérés comme une ancienne roche détritique élaborée à partir de produits fins provenant

du démantèlement de roches essentiellement gabbroïques. Nous rencontrerons plusieurs fois encore ce type de niveaux détritiques, le long de coupes effectuées plus au Sud dans la même unité d'une part, et dans la couverture sédimentaire de certains massifs de l'unité océanique supérieure d'autre part. Nous les avons également rencontré dans la série du Curbarant. Sur le massif de la Crête Mouloun, des horizons comparables, à pyroxènes détritiques, ont été baptisés méta-arénites gabbroïques (Le Mer, Lagabrielle et Polino, 1986, et ce chapitre). Nous utiliserons ici cette dénomination

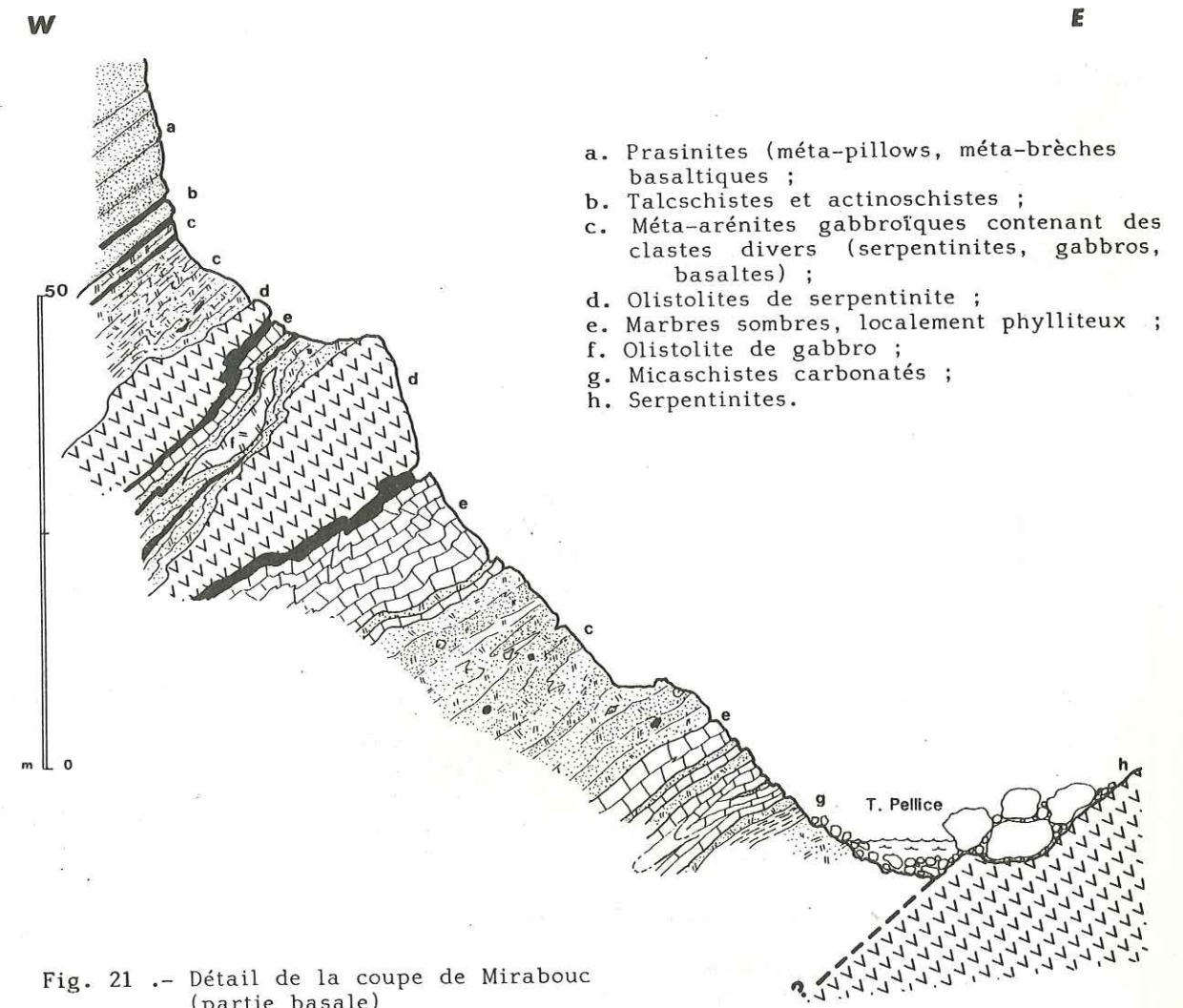


Fig. 21 .- Détail de la coupe de Mirabouc (partie basale)

Au-dessus des méta-arénites de gabbros, viennent des marbres plus ou moins schisteux, de couleur sombre, alternant avec quelques fins niveaux prasinitiques. On rencontre ensuite des chloritoschistes, puis une masse de serpentinites de forme amygdalaire, dont l'épaisseur maximale atteint 10 m. Elle est recouverte à son tour par des méta-arénites de gabbro renfermant un corps gabbroïque allongé, plurimétrique. Vient ensuite une mince passée de carbonates, puis des chloritoschistes, enveloppant une nouvelle masse serpentineuse. La coupe se termine par une dernière passée de méta-arénites de gabbros dans lesquelles sont interstratifiées de minces bandes d'actinoschistes. On atteint ainsi les prasinites qui surplombent ici le Pellice. Leur contact de base avec les méta-arénites de gabbro s'effectue assez progressivement.

Les masses serpentineuses et le corps gabbroïque apparaissant dans le haut de cette séquence peuvent être considérés comme des olistolites. Leur forme le suggère fortement.

"L'ambiance" générale qui se dégage de cette succession où abondent les matériaux détritiques océaniques permet de conforter cette hypothèse.

2. La coupe du Bec di Curnaliot (fig. 22).

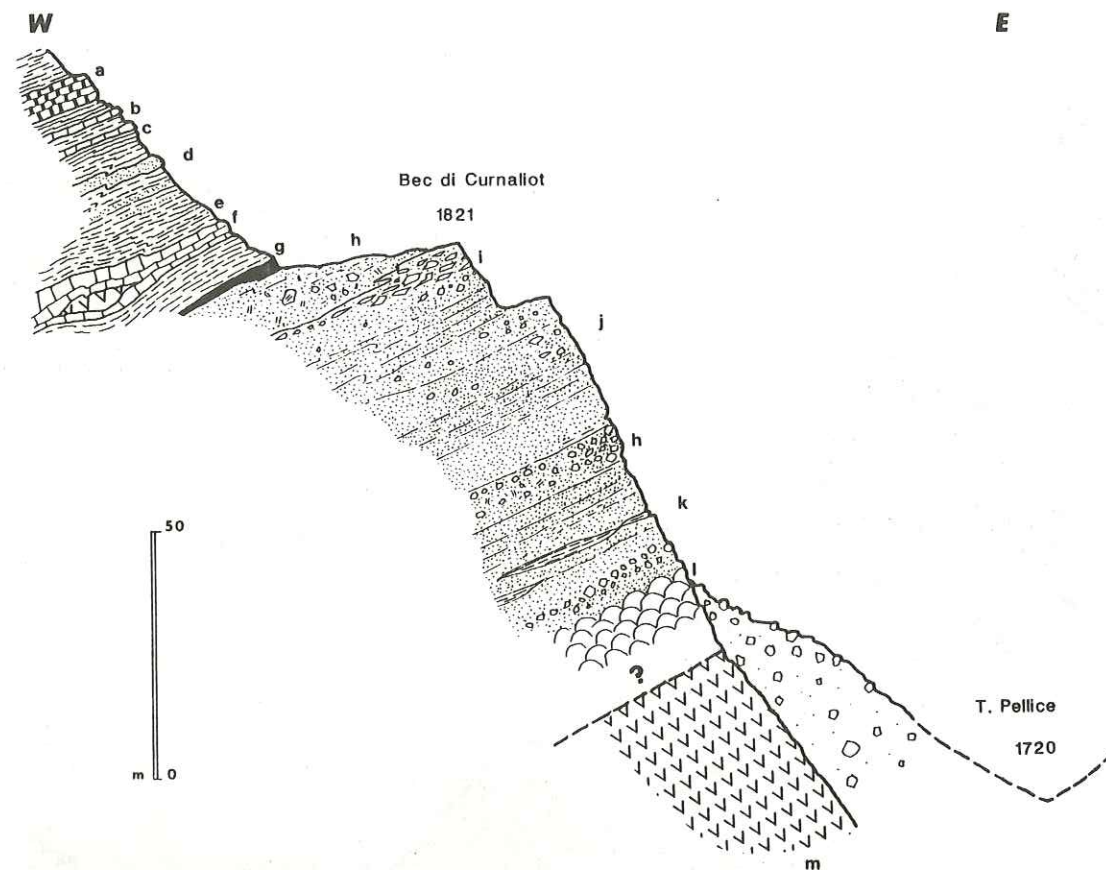


Fig. 22 .- Coupe du Bec di Curnaliot

- a. Quartzites ;
- b. Calcschistes et calcaires en petits bancs ;
- c. Calcschistes ;
- d. Prasinites stratiformes ;
- e. Calcschistes et schistes prasinitiques ;
- f. Marbres à blocs serpentineux (localement) ;
- g. Serpentinischistes ;
- h. Brèches gabbroïques ;
- i. Brèches gabbroïques et basaltiques ;
- j. Prasinites s.l. (méta-pillows, méta-brèches basaltiques) ;
- k. Interlits sédimentaires (micaschistes) ;
- l. Laves en coussin ;
- m. Serpentinites basales.

Le Bec di Curnaliot surplombe le refuge Jervis et le petit hameau de Ciabot del Pra, au-dessus du Colle della Maddalena. On retrouve là, le niveau prasinitique qui dominait Mirabouc. Ce niveau offre de beaux affleurements continus, le long d'une falaise N-S qui borde le Pian del Pis et le Pian de Mort, reliant Mirabouc au Bec di Curnaliot.

Au Colle della Maddalena, les serpentinites basales ne sont pas visibles ; la coupe débute dans les prasinites, bien dégagées le long du sentier. On y observe d'

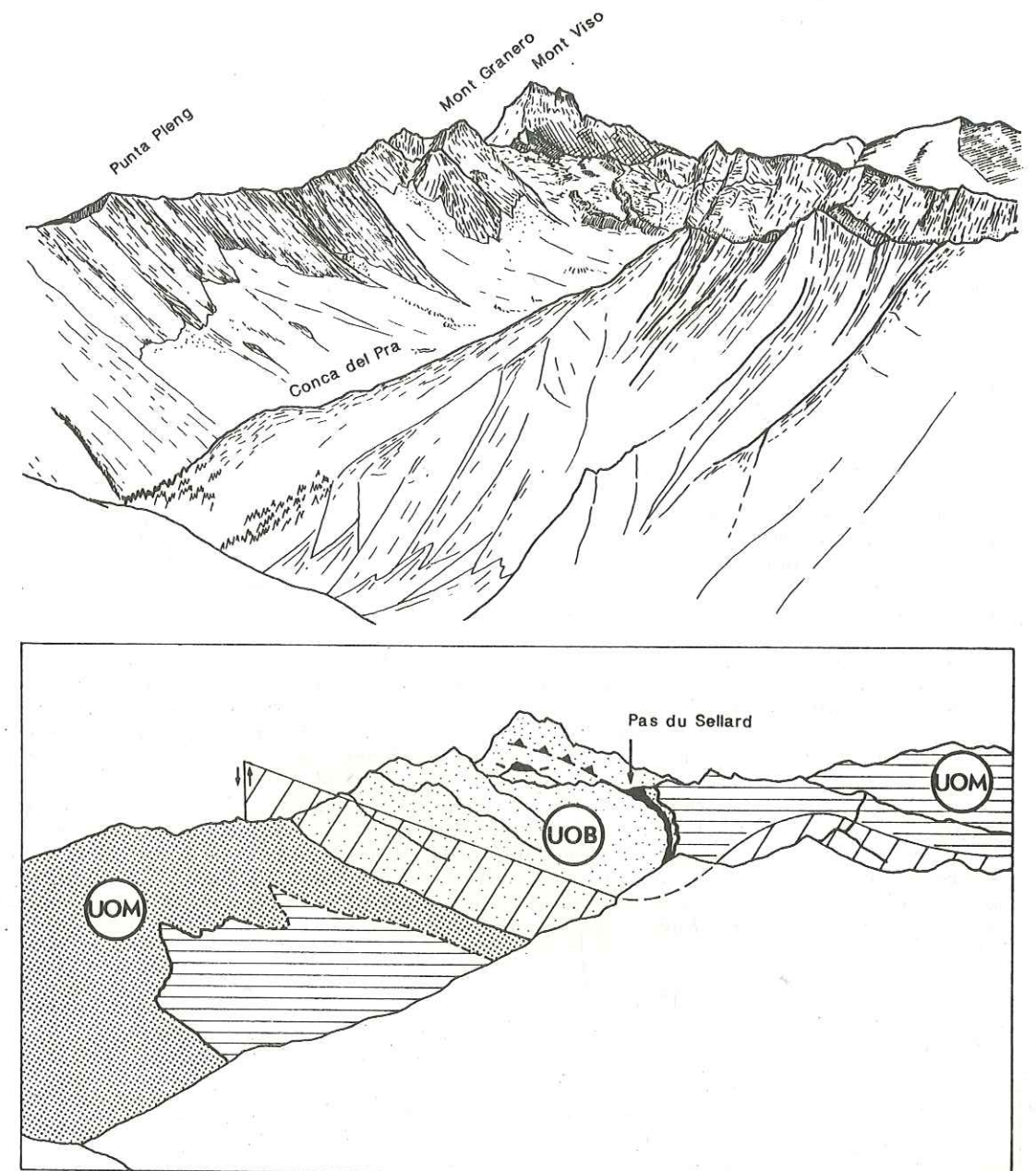


Fig. 23 .- Panorama sur la Conca del Pra. On regarde vers le Sud. La vue est prise depuis le flanc oriental du Bric Bouchet.

- U.O.B. : unité océanique basale (pointillés lâches)
- U.O.M. : unité océanique médiane.

- en noir, les serpentinites basales
- en pointillés, les prasinites de la formation Mirabouc
- traits horizontaux : calcschistes.

On remarquera la "pseudo-avancée" vers l'Est de l'U.O.M., traduisant son abaissement à la faveur d'une faille normale apparaissant au Sud de la Punta Pleng et symétrique de la faille du Col d'Urine (non visible sur le croquis).

anciens pillow-lavas, d'anciennes brèches de coussin, des interlits sédimentaires constitués de micaschistes et d'anciennes brèches sédimentaires à matériel basaltique. Ces différents termes alternent régulièrement. Vers le milieu de la petite falaise qui domine le sentier, apparaît un niveau plus clair de méta-arénites gabbroïques. Au Bec di Curnaliot lui-même, affleurent des brèches basaltiques localement très étirées. Ces brèches se chargent en éléments gabbroïques et l'on passe ainsi progressivement à des méta-brèches laminées de gabbro.

Après un horizon de serpentinoschistes soulignant une petite vire, la coupe se poursuit par des calcschistes et des marbres à éléments serpentineux, dans lesquels s'intercalent un peu plus haut des passées centimétriques à décimétriques verdâtres qui annoncent un niveau métrique de prasinites. Après une nouvelle succession de micaschistes et de marbres, apparaissent des micaschistes quartzeux et des quartzites verts puis, de nouveau, des calcschistes.

Nous avons suivi vers le Nord, les prasinites du Bec di Curnaliot. A côté de faciès éruptifs indéniables, bien exprimés sous la forme d'anciens coussins de laves étirés à varioles, on observe très fréquemment des faciès bréchiques d'origine sédimentaire. On y reconnaît d'anciens fragments basaltiques étirés, inclus dans une matrice d'ovardite plus claire. Quelques clastes de gabbros ont été rencontrés. Ces brèches, qui forment des bancs métriques, alternent avec des niveaux plus clairs à albite, quartz et fuchsite. L'un de ces niveaux contient un galet d'une roche claire, évoquant un gneiss.

3. Le Col Porsel et la Punta Pleng (fig. 23)

Il faut gagner la rive droite du Torrente Pellice et s'élever jusqu'au Col Porsel pour retrouver plus au Sud les prasinites reconnues au Bec di Curnaliot. Cette complication structurale mineure est le résultat de l'existence d'une faille récente dont le tracé se suit du Col d'Urine jusqu'à l'arête dominant, au Sud, le Col de Baracun (faille du Col d'Urine).

A cette faille est associée une seconde (fig. 23), située plus au Sud, dont le tracé longe au Nord le Mont Arbancier, descend jusqu'à Partia Amunt et s'engage vers l'Est dans le Val di Funs. Les terrains situés entre ces deux fractures sont abaissés par rapport aux compartiments avoisinants, de sorte que les serpentinites basales de l'unité océanique médiane n'apparaissent plus au fond de la Conca del Pra, le long du Pellice, mais plus à l'Est, sur le revers oriental de la Punta Pleng. Là, elles sont recouvertes par des roches vertes laminées, équivalentes de celles du Bec di Curnaliot, et présentant une alternance très fine de niveaux ovar-ditiques et prasinitiques. Des horizons plus clairs, sans structure reconnaissable, correspondent très probablement aux niveaux de méta-arénites de gabbros. Les calcschistes et autres faciès associés qui surmontent ces prasinites apparaissent dans les entailles pratiquées par les torrents qui descendent de la Punta Pleng.

4. La coupe de Pian Losere (fig. 24)

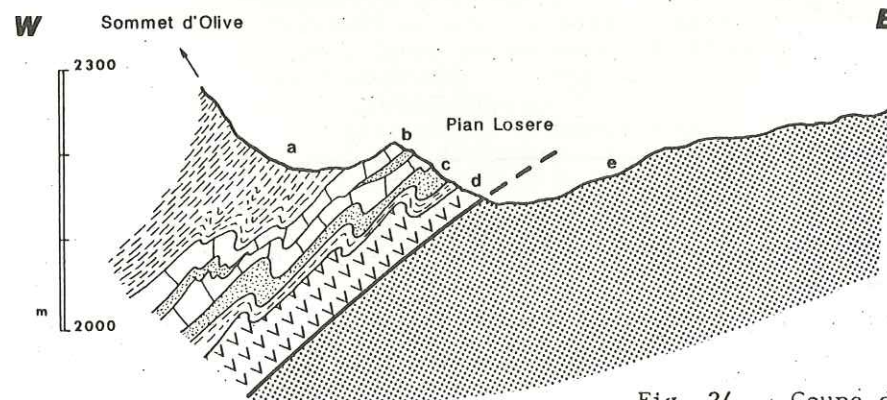


Fig. 24. — Coupe de Pian Losere

- a. Calcschistes ;
- b. Marbres ;
- c. Prasinites ;
- d. Serpentinites basales de l'unité océanique médiane ;
- e. Prasinites de l'unité océanique basale.

A Pian Losere, on retrouve le dispositif structural d'ensemble mis en évidence au niveau du Colle della Maddalena.

Les prasinites appartenant à l'unité sommitale de l'unité océanique basale forment le Monte Manzol et s'étendent au fond de la Conca del Pra. Elles sont surmontées tectoniquement par les serpentinites basales de l'unité océanique médiane, peu épaisses ici, qui supportent elles-mêmes des calcschistes et des schistes, puis des prasinites bréchiques à passées blanchâtres évoquant les méta-arénites de gabbro de Mirabouc. On rencontre ensuite des marbres phylliteux puis des calcschistes. Ces niveaux affleurent à la faveur d'un petit ressaut topographique occupant le fond de la Conca del Pra.

5. La coupe du refuge Granero (fig. 25)

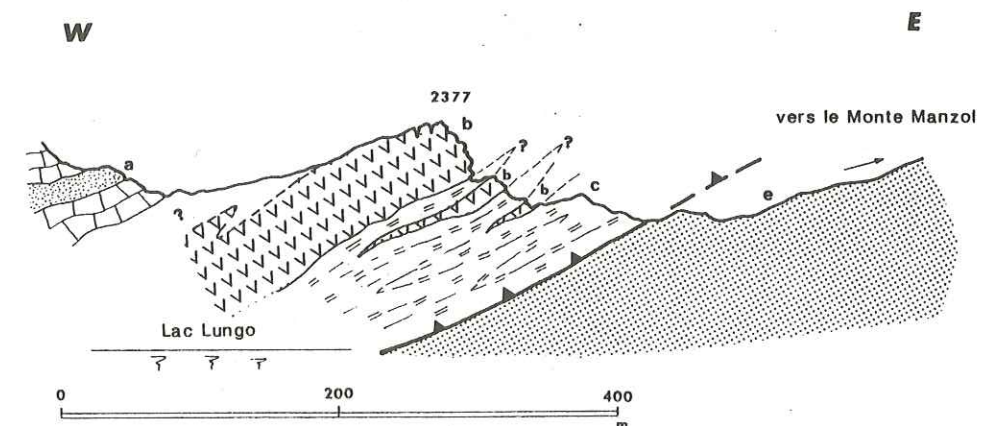


Fig. 25. — Coupe du refuge Granero.

- a. Prasinites et marbres ;
- b. Serpentinites basales de l'unité océanique médiane ;
- c. Métagabbros ;
- e. Prasinites de l'unité océanique basale.

Immédiatement au-dessus du refuge Granero, les serpentinites basales de l'unité océanique médiane prennent une extension cartographique plus importante ; elles surmontent des métagabbros fortement étirés qui contiennent quelques lames de serpentinites pouvant représenter des têtes de plis isoclinaux ou des écaïlles tectoniques. Ces roches forment une semelle tectonique qui repose selon un contact plan sur les prasinites de l'unité océanique basale. L'écaillage ou le plissement isoclinal serré qui intéresse les gabbros et les serpentinites n'affecte pas ces prasinites.

Plus à l'Ouest, après une lacune d'observation, on retrouve des marbres et prasinites identiques à ceux qui terminaient la coupe de Pian Losere.

6. La coupe du Pas du Sellard (fig. 26 et 27)

Au Pas du Sellard, les serpentinites basales sont directement recouvertes par des prasinites litées, sans structure primaire reconnaissable. Des marbres blancs à liserés siliceux recouvrent ces metabasites. Le contact entre ces deux roches est stratigraphique, comme le montre l'existence de minces niveaux prasinitiques intercalés à la base des carbonates. Prasinites et marbres sont engagés dans un pli isoclinal décimétrique lui-même replissé. Au-dessus des marbres viennent des calcschistes à horizons plus carbonatés que l'on suit sur l'arête, jusqu'au Col Sellière et au-delà.

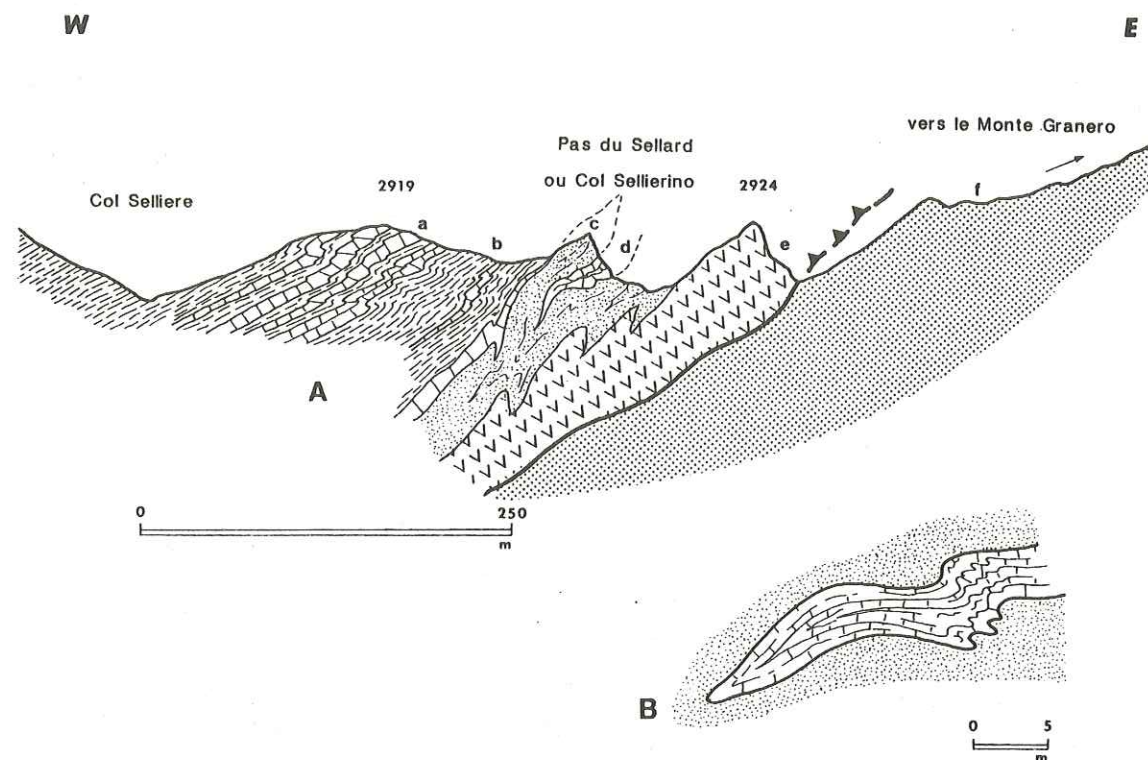


Fig 26 .- A. Coupe du Pas du Sellard

- a. Calcschistes et marbres en petits bancs ;
- b. Calcschistes ;
- c. Prasinites ;
- d. Marbres ;
- e. Serpentinites basales de l'unité océanique médiane ;
- f. Prasinites de l'unité océanique basale.

B. Détail du pli replissé affectant les prasinites et les marbres.

7. La coupe du Grand Vallon à la Pointe de Marte (fig. 28)

Cette coupe permet de placer les grands ensembles structuraux qui composent le paysage géologique du bassin versant du Haut Guil. Du Grand Vallon jusqu'à la Pointe de Marte, c'est-à-dire de l'Ouest vers l'Est, on rencontre successivement : des calcschistes et des schistes plus ou moins carbonatés, des marbres et des prasinites puis les serpentinites basales de l'unité océanique médiane. Cet ensemble qui correspond rigoureusement à la succession visible au Pas du Sellard repose à son tour sur les prasinites éclogitiques de l'unité océanique basale, formant ici la base de la pyramide de la Pointe de Marte. Le sommet de cette montagne est formé de serpentinites qui constituent une klippe de l'unité océanique médiane sur les prasinites de l'unité océanique basale. Les serpentinites se retrouvent dans la même position structurale, plus au Sud, sur l'arête de l'Aiguille Bleue et le long de l'escarpement qui s'en échappe vers le SW, où elles apparaissent recouvertes par quelques placages de méta-arénites de gabbros (1). Là encore, le contour cartographique des serpentinites permet de confirmer le caractère plan, et donc tardif, du contact basal de l'unité océanique médiane.

(1) A cet endroit, les serpentinites renferment des clinopyroxènes primaires reliques découverts et analysés par Ishiwatari (1985).

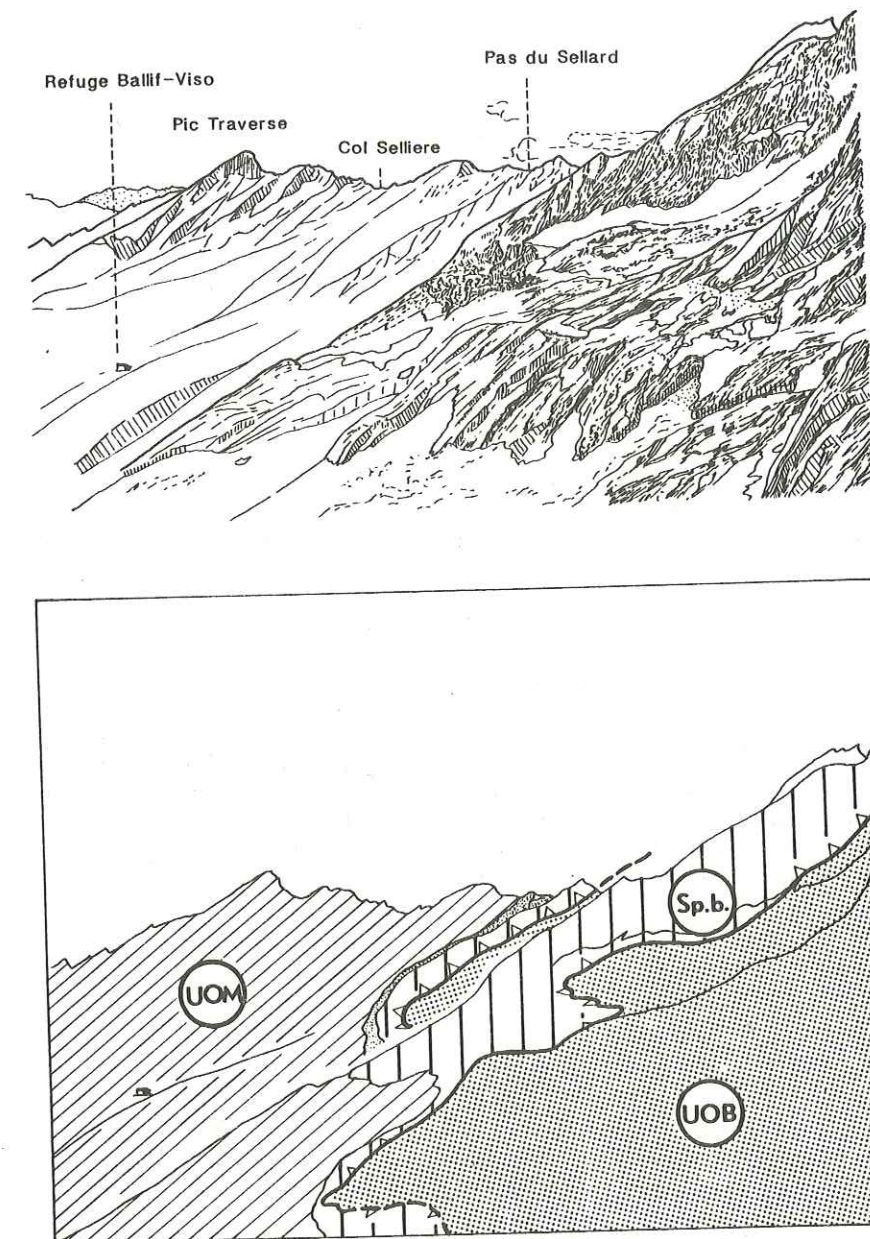


Fig. 27 .- Panorama sur le secteur du Grand Vallon. On regarde vers le Nord, depuis les contreforts du massif du Viso, au-dessus du refuge Ballif.

Le contact basal de l'unité océanique médiane est bien visible, notamment au Pas du Sellard.

- U.O.M. : unité océanique médiane
 - hachuré oblique : calcschistes
 - pointillés : prasinites
 - hachuré vertical et Sp.b : serpentinites basales.

U.O.B. : prasinites de l'unité océanique basal.

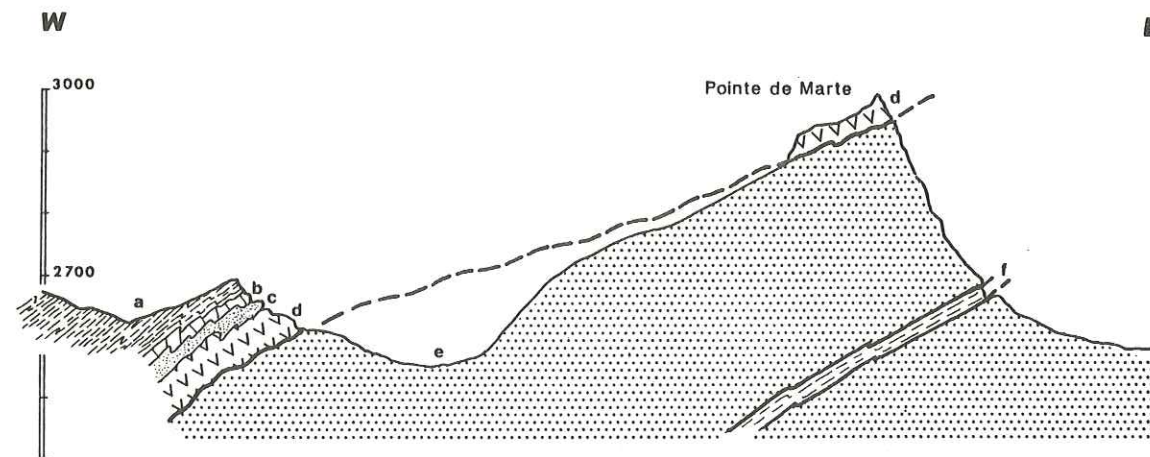


Fig. 28. - Coupe du Grand Vallon à la Pointe de Marte.

- a. Calcschistes ;
- b. Marbres ;
- c. Prasinites ;
- d. Serpentinites de base de l'unité océanique médiane ;
- e. Prasinites de l'unité océanique basale ;
- f. Pincées de métasédiments au sein des prasinites de l'unité océanique basale.

8. La coupe du refuge Ballif (fig. 29)

Cette coupe a été levée quelques centaines de mètres au Sud du refuge du Viso (refuge Ballif, C.A.F.), le long d'un petit épaulement, aux environs de la cote 2500 m. Elle permet d'examiner en détail les niveaux sédimentaires qui surmontent directement les serpentinites basales. On signalera avant tout que la série étudiée ici se caractérise par l'absence quasi totale des épais niveaux prasinitiques rencontrés jusque là, de Peira Taglia au Nord jusqu'au Pas du Sillard et au Grand Vallon au Sud.

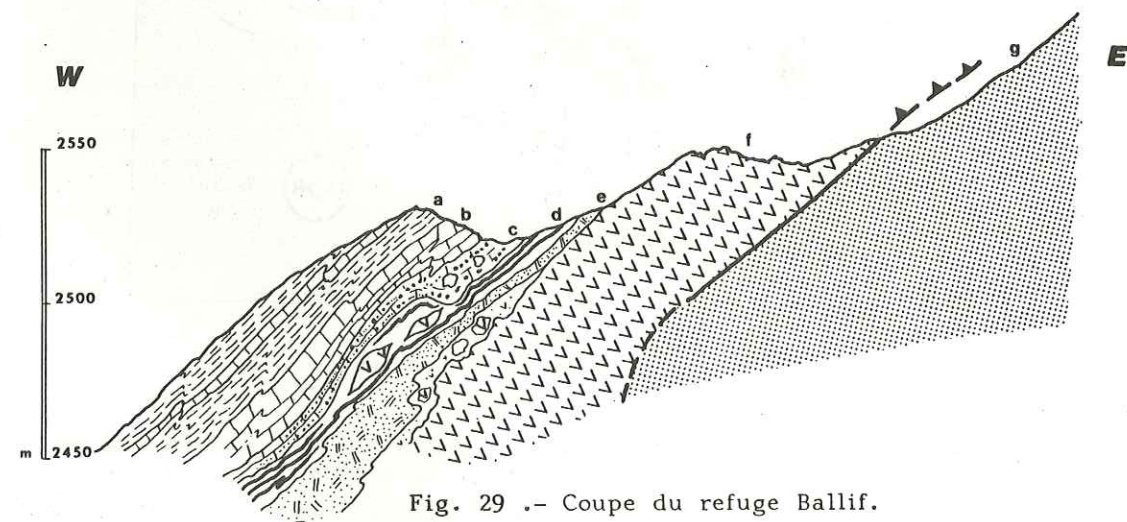


Fig. 29. - Coupe du refuge Ballif.

- a. Calcschistes ;
- b. Marbres ;
- c. Marbres à débris serpentineux ;
- d. Serpentinoshistes et blocs de serpentinites ;
- e. Méta-arénites gabbroïques ;
- f. Serpentinites de base de l'unité océanique médiane ;
- g. Prasinites de l'unité océanique basale.

Le contact entre les serpentinites basales et les premiers termes sédimentaires est masqué par des éboulis. Néanmoins, des informations précieuses peuvent être recueillies en contrebas du secteur où la coupe est effectuée. On trouve là, très près des serpentinites, des brèches serpentineuses à matrice carbonatée qui représentent très probablement les premiers niveaux de couverture des ultrabasites. Au-dessus des brèches serpentineuses en contact stratigraphique avec elles, on rencontre tout d'abord des méta-arénites et des métabrèches gabbroïques de couleur claire, riches en smagrdite. En lame mince, les passées détritiques les plus fines ont un aspect comparable à celui des méta-arénites de gabbro de Mirabouc. Des pyroxènes détritiques y sont répartis irrégulièrement dans une matrice totalement recristallisée où abondent des albites poeciloblastiques, de grands prismes de pistacites et des actinotes fibreuses. Certains de ces pyroxènes, bien conservés, ont pu être analysés à la microsonde. Leurs analyses sont reportées dans le diagramme de la figure 30. Elles se rapprochent notablement de celles des CPX des gabbros du Chenaillet. Leur origine comme produit du démantèlement de gabbros magnésiens est ainsi confirmée (tableau 3).

En remontant l'épaulement, on rencontre ensuite des actinoschistes et des chloritoschistes renfermant quelques olistolites métriques de serpentinites, puis des calcaires alternant avec des lits granuloclassés de métagraviers et de métasables serpentineux. La série se termine ici par des marbres, des calcschistes phylliteux à interlits minces d'aspect prasinitique et des calcschistes à niveaux plus carbonatés.

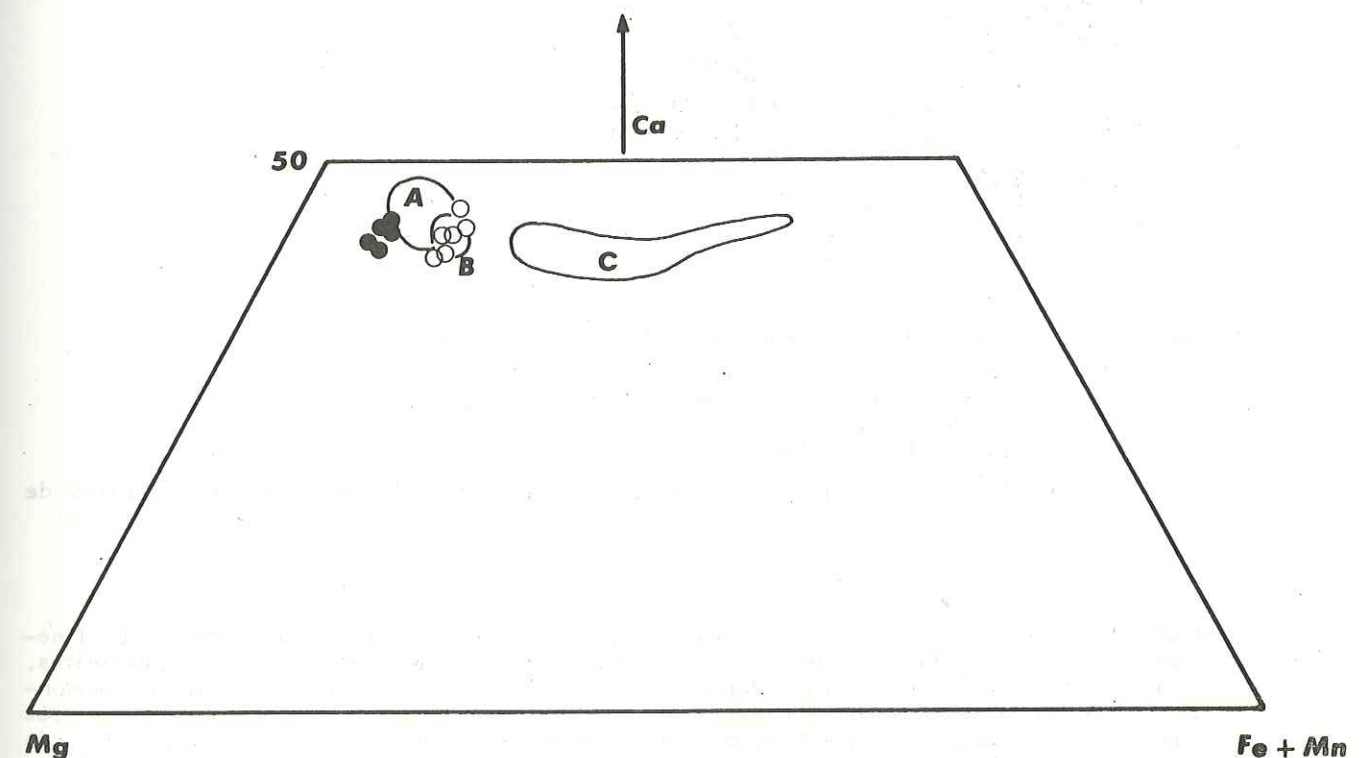


Fig. 30. - Diagramme Ca, Mg, Fe + Mn pour les pyroxènes détritiques des méta-arénites gabbroïques prélevées à proximité de la coupe du refuge Ballif (cercles pleins). Cercles vides = pyroxènes détritiques des méta-arénites gabbroïques de la Crête Mouloun.

- A. Champ des CPX des gabbros du Chenaillet ;
 - B. Champ des CPX des gabbros magnésiens du Queyras ;
 - C. Champ des CPX des gabbros ferro-titanés du Mont Viso.
- A, B, C, d'après Mével in Lombardo et al. (1978).

Le contact basal de l'unité océanique médiane peut être examinée non loin de là, dans le déversoir du Lac Porcieroles (fig. 31). Ce lac est installé sur les prasinites de l'unité sommitale du complexe du Viso. En descendant le torrent, on rencontre tout

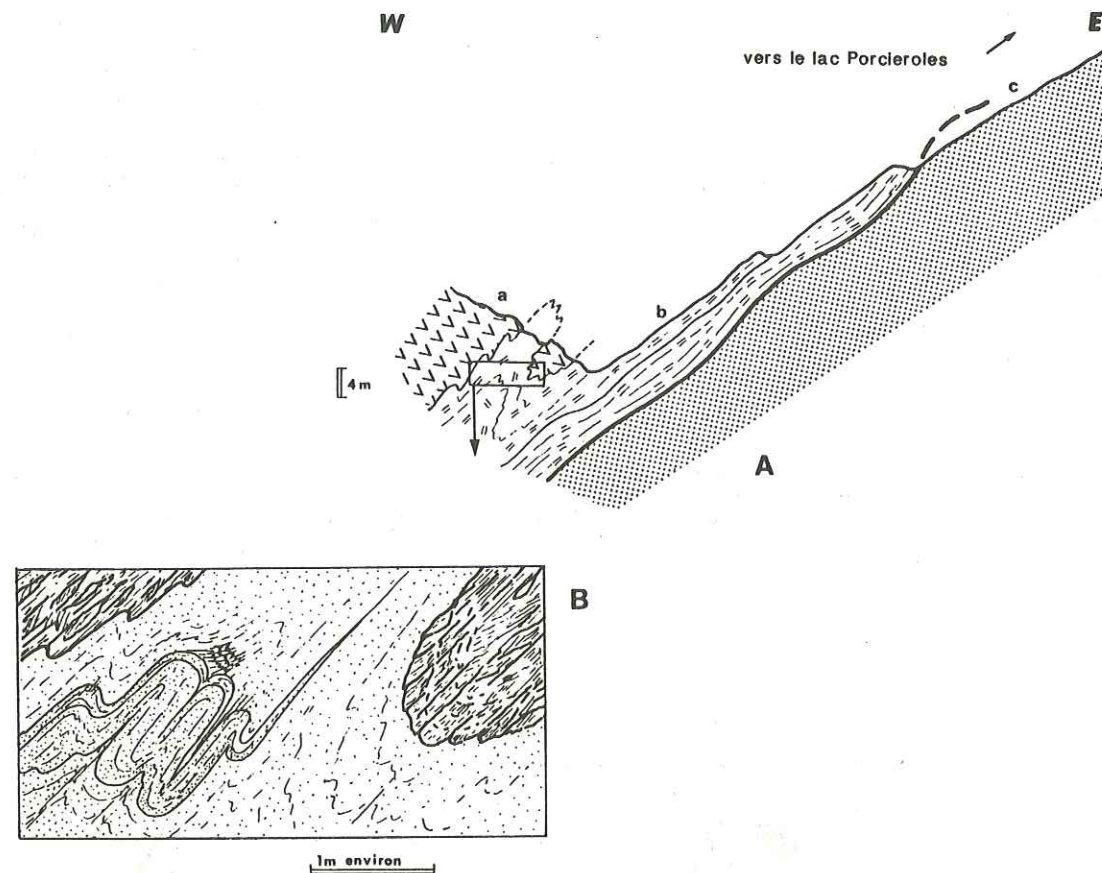


Fig. 31 .- Observations au bas du déversoir du Lac Porcieroles

- A. Coupe schématique
 a. Serpentinites de base de l'unité océanique médiane ;
 b. Mylonites de gabbro ;
 c. Prasinites de l'unité océanique basale.
 B. Détail d'un pli affectant les serpentinites basales et les mylonites de gabbro.

d'abord, au-dessus de ces prasinites, un placage de mylonites gabbroïques très finement foliées. Ce placage, penté vers l'Ouest, ondule mollement sur les prasinites, s'enfonce sous les serpentinites basales de l'unité océanique médiane qui le surmontent directement. Les serpentinites et les métagabbros forment des plis métriques très serrés qui n'affectent pas les prasinites sous-jacentes. Une de ces structures est détaillée sur la figure 58. Ces plis en "z" semblent liés ici au déplacement vers l'Est de la base de l'unité océanique médiane. Ils déforment la foliation initiale des gabbros, acquise antérieurement lors d'une phase tangentielle plus précoce, dont la vergence ne peut être déterminée directement.

9. La coupe du Col de Valante (fig. 32)

Cette dernière coupe a été levée en bordure Sud de la zone d'étude, quelques mètres en-dessous du Col de Valante, sur son revers méridional. Les terrains y sont plus déformés que plus au Nord.

Partant des prasinites du Viso où l'on reconnaît des faciès bréchiques de type brèche de pillow, on pénètre tout d'abord dans des serpentinites plissées et foliées (les serpentinites basales) renfermant ça et là quelques filonnets gabbroïques écrasés. Les serpentinites sont recouvertes d'un enduit blanchâtre, laminée, présentant quelques nodules plus résistants. Puis, progressivement d'anciennes ophicalcites probables

apparaissent sous la forme d'un niveau discontinu à talc et carbonates, parfois minéralisé, riche en débris serpentiniteux. Viennent ensuite des calcschistes et un horizon de metabasites boudinées et bréchiques. La coupe se termine par un niveau de marbre et des calcschistes.

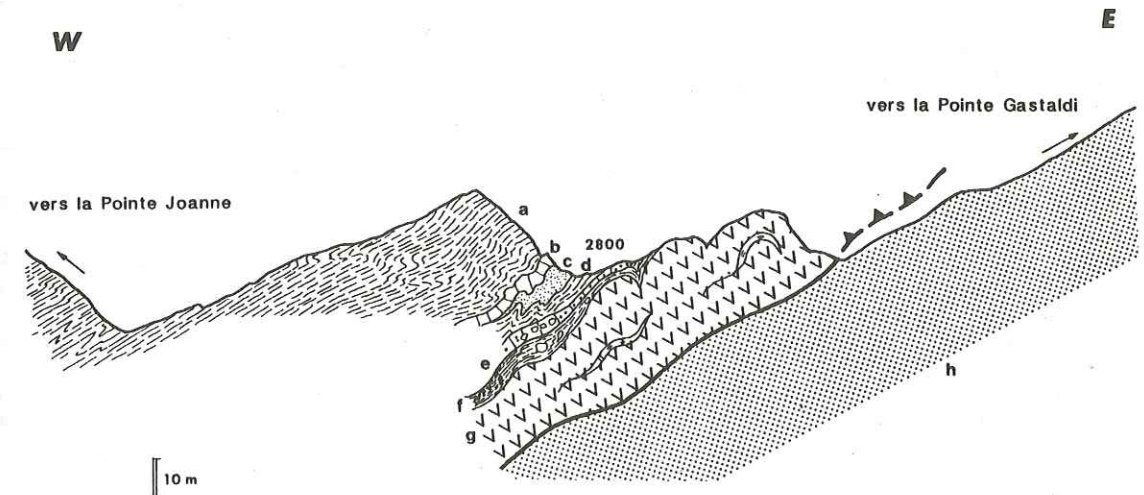


Fig. 32 .- Coupe du Col de Valante.

- a. Calcschistes ;
 b. Marbres ;
 c. Prasinites ;
 d. Calcschistes ;
 e. Marbres à débris d'ophiolites ;
 f. Talcshistes et serpentinoschistes (anciennes ophicalcites ?) ;
 g. Serpentinites basales de l'unité océanique médiane et filons gabbroïques associés ;
 h. Prasinites de l'unité océanique basale.

10. Conclusions ; la formation Mirabouc ; signification et âge

Des différentes coupes décrites ci-dessus, on retiendra les points importants suivants (fig. 33).

- a. La base de l'unité océanique médiane est partout formée par la juxtaposition systématique de deux ensembles : vers le bas, des serpentinites (anciennes lherzolites à plagioclase, Ishiwatari, 1985) et quelques filons gabbroïques plus ou moins écrasés, et vers le haut, une séquence métasédimentaire débutant par des marbres et calcschistes peu épais, pollués par du matériel détritique d'origine océanique (débris de serpentinites, méta-arénites gabbroïques). Viennent ensuite de façon non systématique, des prasinites dans lesquelles deux faciès principaux peuvent être distingués : des méta-basaltes en coussin et des méta-brèches basaltiques d'origine sédimentaire. La séquence montre encore quelques niveaux détritiques ophiolitiques, qui font place vers le haut à des calcschistes stériles en matériel océanique remanié.

Ces terrains possèdent des caractères suffisamment marqués et constants pour qu'il soit possible de les rassembler en une même formation. Cet ensemble sera baptisé formation Mirabouc, du nom d'une localité accessible, où les terrains concernés présentent des affleurements étendus et caractéristiques. La limite supérieure de la formation Mirabouc sera placée là où disparaissent les niveaux remaniant des matériaux ophiolitiques. Elle correspond partout à l'apparition des épaisses séquences de calcschistes et schistes noirs que nous décrivons ci-après. Elle se situe généralement à quelques mètres au-dessus des prasinites.

- b. Le contact entre la formation Mirabouc et les serpentinites de base de l'unité n'est pas partout clairement visible. Au Sud du terrain étudié, du Pas du Sellard au Col de Valante, la disposition cartographique des terrains et quelques observa-

tions détaillées permettent néanmoins de conclure que les relations entre ces deux ensembles sont d'ordre stratigraphique. On rappellera à ce propos, qu'il n'est pas rare de trouver des éléments détritiques serpentiniteux dans certains niveaux carbonatés affleurant quelques mètres au-dessus des ultrabasites. La constance de l'association entre les serpentinites basales de l'unité et la formation Mirabouc nous permet d'étendre ces conclusions à l'ensemble de l'unité.

- c. Malgré son homogénéité d'ensemble, la formation Mirabouc offre une certaine variabilité. Celle-ci se traduit essentiellement par la disparition latérale et les variations d'épaisseur de certains niveaux répertoriés (les prasinites et les méta-arénites gabbroïques). Cette variabilité ne peut être mise uniquement sur le compte des déformations alpines, même si ces dernières ont pu l'accentuer.

On y verra là, la traduction d'une hétérogénéité originelle des paysages sous-marins constituant les aires de dépôt. Une morphologie rugueuse du substratum ultrabasique et des variations locales dans les apports sédimentaires rendent compte de cette disposition.

Ces caractères se comprendront si l'on envisage que le fond océanique a été le siège durant cette période, d'une activité tectonique synsédimentaire dont les modalités et les causes restent toutefois à préciser. Ceci concorde avec la présence au sein des sédiments, de nombreux détritiques de nature ophiolitique. Ce caractère n'est pas pour nous étonner ; il se retrouve mieux exprimé encore, dans les terrains de l'unité océanique supérieure (Lemoine, 1980 ; Lagabrielle, 1982 ; Lagabrielle et al., 1984 ; Tricart et Lemoine, 1983 ; Lagabrielle, Lemoine et Tricart, 1985, etc ...).

- d. Dans de rares cas uniquement (coupe du Pas du Sellard, secteur du Grand Vallon) les prasinites reposent directement sur les serpentinites. Ailleurs, ces roches apparaissent au-dessus des premiers métasédiments. Ainsi, les basaltes et les brèches sédimentaires basaltiques dont elles dérivent se sont mis en place, en discordance, sur un fond ultrabasique irrégulier, partiellement nappé de sédiments. Ce caractère tardif des épanchements volcaniques doit être souligné à nouveau. Il s'agit là, en effet, d'un phénomène que nous avons longuement décrit et discuté dans une publication précédente concernant quelques massifs de la zone piémontaise (Lagabrielle et al., 1984). Nous reprendrons cette discussion dans un chapitre plus synthétique (troisième partie).

Nous ne disposons pas ici d'arguments paléontologiques permettant de dater cette formation. Toutefois, l'association étroite entre un substratum serpentiniteux, des détritiques ophiolitiques, des coulées de basaltes discordantes et quelques passées carbonatées, nous conduit tout naturellement à rapprocher cette formation de celles connues sur les massifs de l'unité océanique supérieure où elles furent datées à deux reprises par de Wever et Caby en 1981 et par nous-mêmes (Schaaf, Polino et Lagabrielle, 1985) de l'Oxfordien moyen - Kimméridgien inférieur. Nous proposons donc un âge Jurassique supérieur à Crétacé basal pour la formation Mirabouc. Les premiers niveaux de calcschistes qui lui font suite pourraient représenter le Crétacé inférieur.

Pour finir, nous ferons remarquer toutefois que cette formation ne présente pas une succession typiquement ligure. En effet, elle n'est pas rigoureusement comparable à la base de la couverture des ophiolites des écaillles du Bracco ou du Val Graveglia dans l'Apennin ligure, ou à la série définie par Lemoine, Steen et Vuagnat (1970), sur le Pelvat de Chabrière. Elle s'en éloigne notamment par l'absence de métaradiolarites et le développement moindre des marbres évoquant les Calcaires à Calpionelles (Malm - Néocomien) de l'Apennin. Cette formation est également différente de la succession observée au Col du Baracun. Dans cette dernière, en effet, les éléments détritiques ophiolitiques n'apparaissent pas directement sur le substratum océanique, mais au contraire, vers le milieu et le sommet de la série.

B. - LA FORMATION DE L'ALPE CROSENNA

1. Introduction

Dans toutes les coupes examinées, la formation Mirabouc fait place vers le haut, à une épaisse séquence de calcschistes totalement stérile en élément de nature ophiolitique. Nous en avons mentionné l'existence dans la description de la première coupe

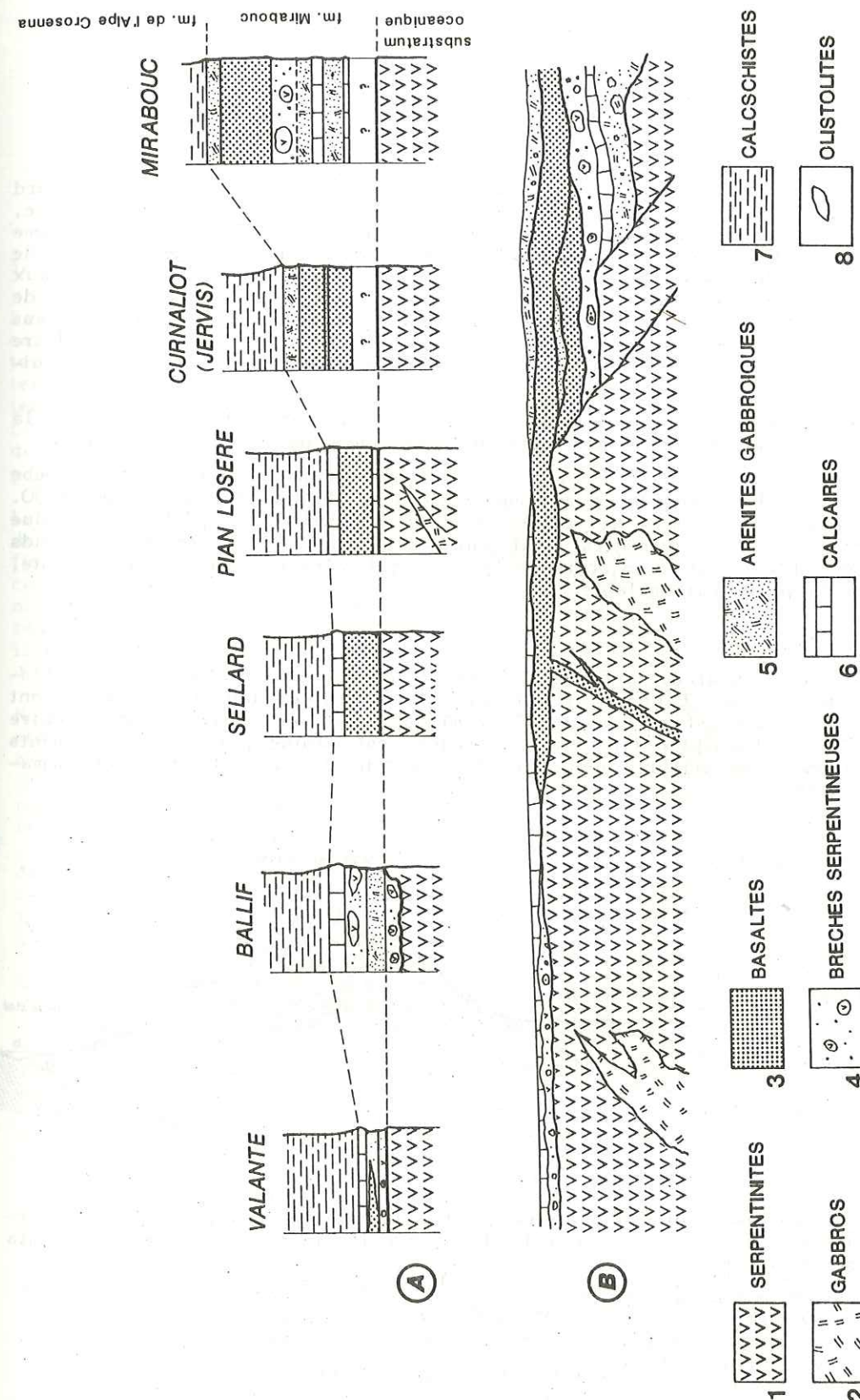


Fig. 33. - Synthèse des observations effectuées sur la formation Mirabouc, à la base de l'unité océanique médiane.

A. Colonnes lithostratigraphiques simplifiées.
B. Reconstitution possible du substratum océanique et de sa couverture sédimentaire au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur.

à travers l'unité océanique médiane. Nous avons alors noté, à cette occasion, que cet ensemble se terminait par des schistes noirs et des quartzites dont l'aspect retenait l'attention.

Nous n'entreprendrons pas ici une description détaillée de cet ensemble monotone. Nous nous bornerons à indiquer les secteurs dans lesquels les terrains qui le constituent sont les mieux exposés.

2. Quelques secteurs d'affleurements types

a. Le Col de la Croix et la Combe d'Urine

Le sentier conduisant du refuge Jervis au Col de la Croix progresse tout d'abord sur des marbres blonds siliceux appartenant au sommet de la formation Mirabouc, qui prolongent cartographiquement les carbonates du Bec di Curnaliot. Il entame ensuite une longue montée en lacet qui s'effectue dans un ensemble monotone de calcschistes, se chargeant progressivement en matières graphiteuses et en niveaux quartzitiques. Aux environs de la cote 1900, il pénètre dans un ensemble de schistes noirs et de quartzites bleutés, identique à celui déjà observé au-dessus de l'Alpe Crosenna. Vers la cote 2200 m, ces niveaux disparaissent pour faire place à des calcschistes et des marbres phylliteux appartenant à la formation suivante.

Les schistes noirs montrent également de beaux affleurements en rive droite de la Combe d'Urine, à la faveur de multiples entailles créées par les torrents.

On les retrouve sur le versant queyrassin, où ils occupent le fond de la Combe Morelle. Ils sont bien visibles par exemple, le long du GR 58b, à la cote 2000. Leur apparition ici, au sein des calcschistes de la formation supérieure, est due soit à l'existence de récurrences stratigraphiques, soit à la présence de grands plis couchés. L'explication d'ordre tectonique qui n'exclue pas la précédente, nous semble la plus vraisemblable.

b. La Conca del Pra

Sur le rebord occidental de la Conca del Pra, l'ensemble des calcschistes et schistes noirs constitue une bande d'affleurements bien visibles dans le paysage, dont la limite supérieure est marquée par un méplat situé assez régulièrement entre 2000 et 2400 m d'altitude (fig. 34). Ce méplat est dominé par des escarpements de calcschistes et de marbres blonds phylliteux constituant la base de la formation sus-jacente.

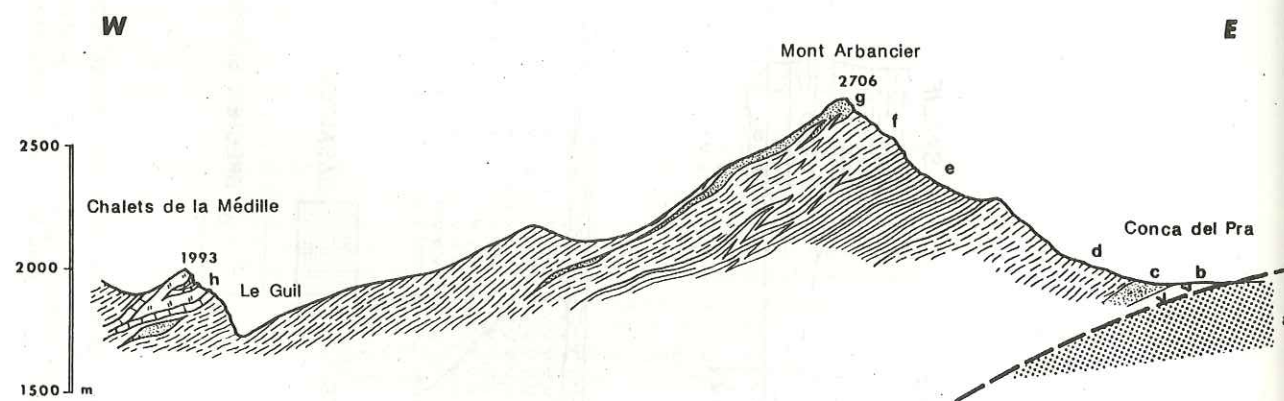


Fig. 34. — Coupe générale du Guil au Pian Losere (Conca del Pra), par le Mont Arbancier. Cette coupe permet de distinguer les principaux ensembles de la série Mirabouc - Bouchet.

- a. Unité océanique basale ;
- b. Serpentinites basales de l'unité océanique médiane ;
- c. Prasinites et sédiments associés (formation Mirabouc) ;
- d. Calcschistes } formation de l'Alpe Crosenna
- e. Schistes noirs }
- f. Calcschistes de la formation du Bric Bouchet contenant les métabrèches basaltiques (ancien olistostrome) du Mont Arbancier (g) et un olistolite gabbroïque (h) (point coté 1993, en rive gauche du Guil, sous les chalets de la Médille).

Les schistes noirs sont ici associés à des niveaux plurimétriques de quartzites albitiques à patine vert sombre qu'un observateur pressé pourrait confondre, de loin, avec des prasinites stratiformes.

c. Le Belvédère du Viso et la Montagne de Motte

Les schistes noirs sont bien visibles, à la base du rocher Mouloun dominant au Sud le Belvédère du Viso. On les observera, par exemple, le long du torrent s'écoulant de la Crête Mouloun ; ils revêtent là, leur aspect feuilleté et graphiteux caractéristique. Plus haut, dans le torrent, ces schistes noirs passent progressivement à des calcschistes graphiteux puis à des marbres phylliteux ; on atteint ainsi la base de la formation sus-jacente. Vers le Sud, les calcschistes et schistes noirs s'étendent jusque dans le secteur du Col de Valante, le long de la Montagne de Motte, en rive gauche du Haut Guil.

3. La formation de l'Alpe Crosenna : son âge probable et sa signification

La formation de l'Alpe Crosenna comprend deux termes superposés : - à la base, des calcschistes plus ou moins carbonatés, d'aspect monotone, ne contenant ni roches vertes, ni horizon quartzitique ou marmoréé cartographiable. L'épaisseur de ce premier terme varie entre 150 et 250 m ; - au sommet, des schistes noirs, siliceux et graphiteux, finement feuilletés succédant progressivement, par enrichissement en matières carbonatées aux calcschistes sous-jacents. Ces schistes noirs contiennent localement des niveaux quartzitiques d'épaisseur variable. La puissance totale des schistes noirs peut atteindre 200 m.

Les calcschistes représentent le fond normal de la sédimentation de toutes les séries de Schistes lustrés internes. L'apparition des schistes noirs constitue donc une modification du cours normal de la sédimentation qui se traduit par une diminution de la composante sédimentaire carbonatée et une augmentation relative du taux de matière organique. Ces deux phénomènes peuvent être liés à un confinement progressif des aires de sédimentation, par isolement de petits bassins et rupture des communications inter-bassins et à l'apparition de conditions anoxiques (Lancelot, 1980 ; Tissot et Pelet, 1981 ; Castellarin, 1980).

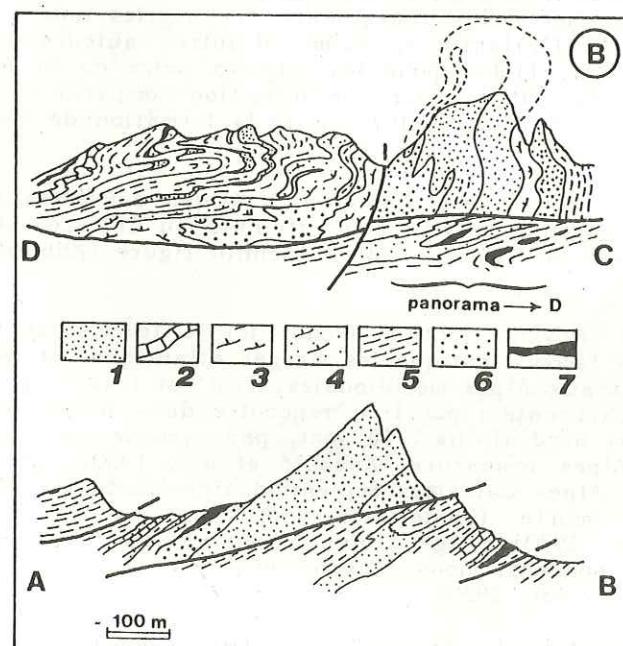
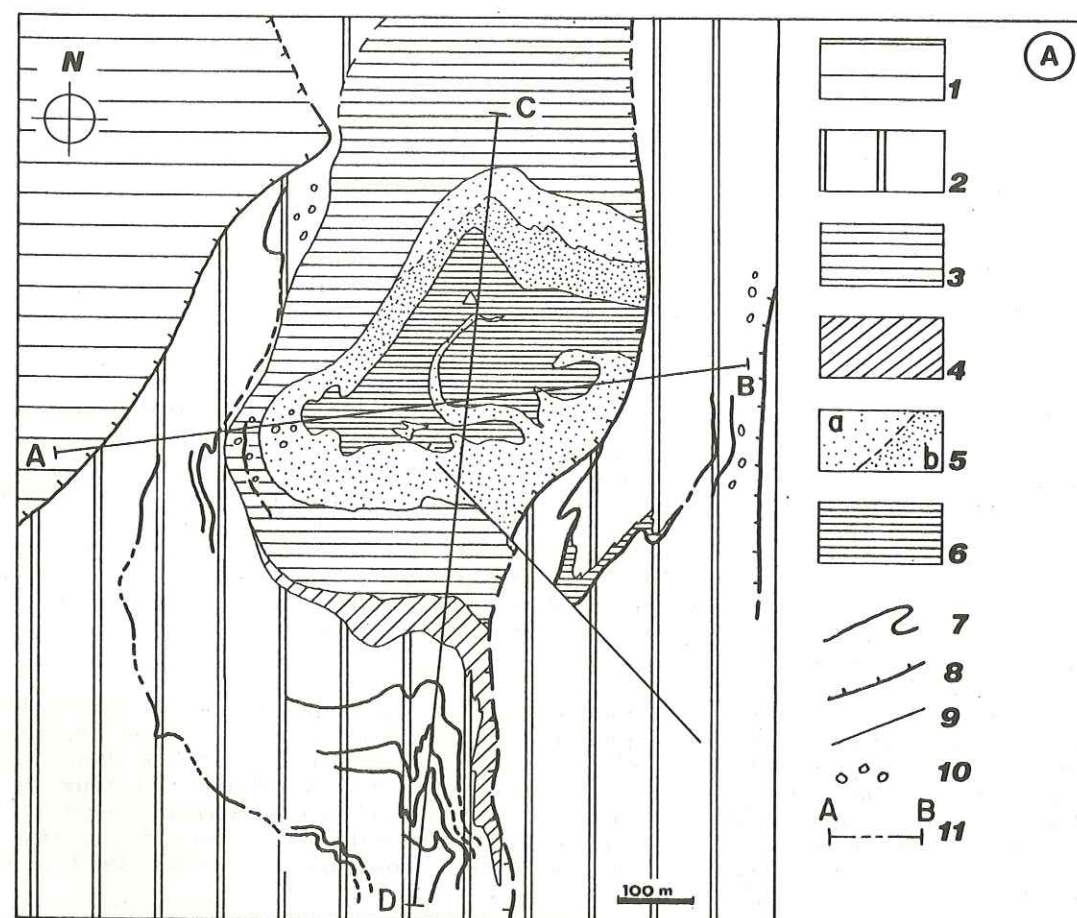
Nous ne manquerons pas de rapprocher ces schistes noirs des argiles noires ("black shales") d'âge Crétacé "moyen" de l'Atlantique, comme d'autres auteurs l'ont fait avant nous, notamment Lemoine et al. (1984) pour les schistes noirs de la formation d'Abriès, Dumont, Lemoine et Tricart (1984) pour une formation comparable appartenant à la série du Lac des Cordes et Tricart (1973) pour la formation de Roche Noire.

Ainsi, ces niveaux seraient d'âge Crétacé "moyen" (Aptien - Albien à Cénomaniens). En conséquence, les calcschistes sous-jacents peuvent être attribués au Crétacé inférieur ; ils seraient équivalents des schistes à Palombini de l'Apennin ligure (Abbate et al., 1970) datés du Néocomien - Aptien.

L'événement anoxique du Crétacé "moyen" dont on trouve ici la trace sous la forme des schistes noirs, a intéressé de façon identique les marges atlantiques et téthysiennes, de l'Ibérie aux Carpathes et aux Alpes méridionales. Il s'est traduit par le dépôt souvent rapide d'argiles décarbonatées que l'on rencontre dans toutes les séries sédimentaires des domaines sud- et nord-alpins. Ce sont, par exemple, les "scisti neri inferiori" et "superiori" des Alpes lombardes (Aubouin et al., 1970), les schistes de la formation de Tannheim des Alpes Calcaires Septentrionales (Bréhéret, 1985), les dépôts bitumineux de Marche et d'Ombrie (Castellarin, 1980), les schistes du Val Lavagna en Ligurie (Abbate et al., 1970) d'âge albien à cénomaniens. Dans l'Atlantique, des faciès identiques correspondent, nous l'avons vu, aux "black shales" (de Gracianski et al., 1978, 1979 ; Lancelot, 1980).

Pour de nombreux auteurs, l'apparition des faciès "black shales" est liée à un changement radical dans l'évolution du domaine téthysien profond. Son évolution subsidente "normale" s'achèverait en effet ici, par son morcellement, en une série de bassins confinés. Ce changement est perçu comme un écho plus ou moins lointain des événements tectoniques affectant la bordure nord-orientale du domaine (phases pré-Gosau) (Aubouin et al., 1970 ; Winterer et Bosellini, 1980 ; Castellarin, 1980).

A notre tour, nous verrons que la sédimentation des schistes noirs peut se concevoir comme une conséquence ou un signe annonciateur d'événements tectoniques intéressant le bassin océanique.



Lagabrielle et Cotten, 1984

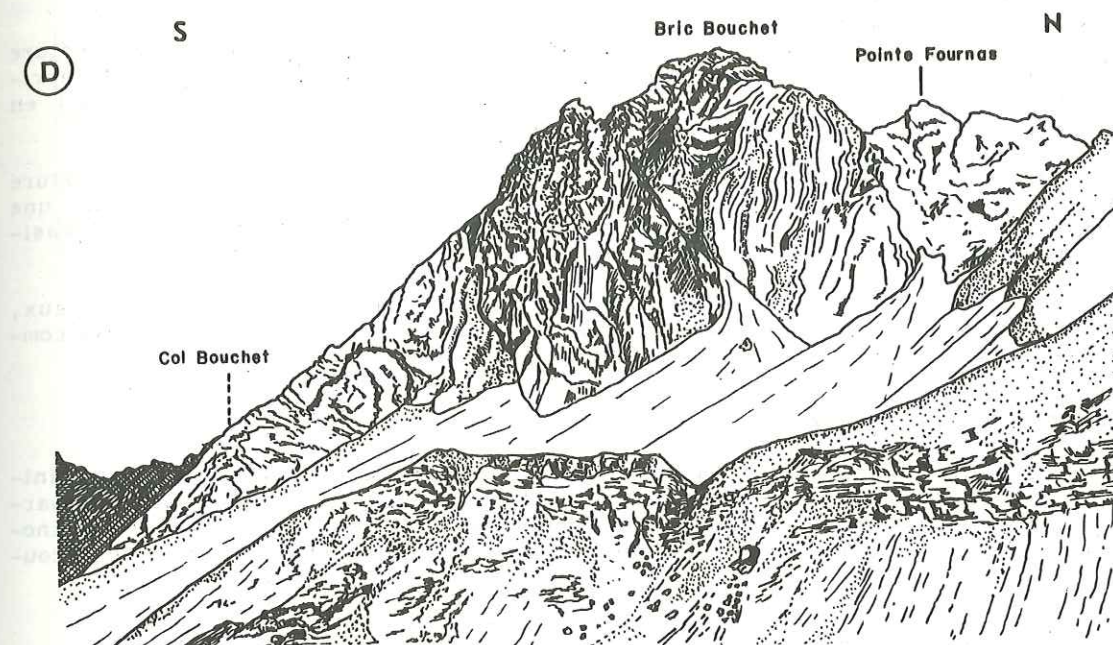
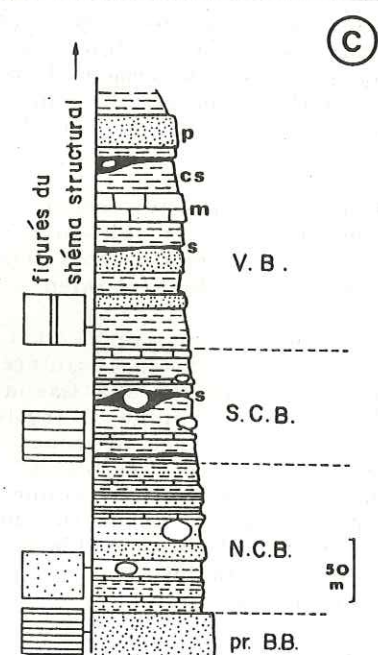


Fig. 35. - Le massif du Bric Bouchet.

A. Carte structurale

1. Unité des calcschistes
2. Membre du Vallon du Bouchet
3. Membre Sud Col Bouchet
4. Membre de la pointe du Cairn
5. Membre Nord Col Bouchet (a, niveaux variés ; b. marbres dominants)
6. Prasinites du Bric Bouchet
7. Niveaux prasinitiques
8. Contacts anormaux
9. Principales failles
10. Olistolites
11. Traits de coupe

B. Coupes simplifiées (repérées en A)

1. Prasinites du Bric Bouchet
2. Marbres
3. Calcschistes carbonatés
4. Marbres et schistes
5. Calcschistes
6. Marbres, schistes et quartzites en alternance serrée
7. Serpentinoshistes

C. Colonne lithostratigraphique simplifiée (Lagabrielle, 1982)

- p : prasinites ; cs : calcschistes ; m : marbres ; s : serpentinoshistes.

D. Panorama du versant italien (Lagabrielle, 1982).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

18 AOUT 2003

C.- LES CALCSCHISTES GRESEUX A PRASINITES STRATIFORMES ET A BLOCS DE ROCHES VERTES ; LA FORMATION DU BRIC BOUCHET

1. Quelques rappels

Le massif du Bric Bouchet est situé à l'extrême nord du secteur étudié. Sa structure et la lithostratigraphie des terrains avoisinants ont été présentées à plusieurs reprises (Lagabrielle, 1981 ; Lagabrielle, 1982 ; Lagabrielle et Cotten, 1984). Nous en rappelons les grands traits ci-dessous (fig. 35).

Le Bric Bouchet lui-même est constitué par des prasinites litées, parfois à texture bréchique relique, deux fois repliées sur elles-mêmes et autour desquelles affleure une séquence métasédimentaire polyplissée. Le contact entre les métasédiments et les prasinites est progressif et stratigraphique.

Au sein de la séquence sédimentaire, nous avons défini trois ensembles principaux, alors baptisés "formations" (Lagabrielle, 1982) et que l'on considérera désormais comme des membres.

a. Le membre nord Col Bouchet

Il s'agit d'une alternance serrée de niveaux de composition très variée (prasinites, schistes prasinitiques, albitoschistes, calcschistes, quartzites phylliteux, marbres à zones siliceuses, actinoschistes, chloritoschistes, talcschistes, serpentinoschistes). Quelques blocs de brèches serpentineuses et de gabbros y ont été découverts.

b. Le membre sud Col Bouchet

Il se caractérise par l'abondance de schistes et calcaires et par la présence de blocs de gabbros métriques à plurimétriques isolés dans une gangue serpentineuse. D'autres blocs, de nature prasinitique, sont directement enchassés dans les calcschistes.

c. Le membre du Vallon du Bouchet

Il s'agit d'une alternance de calcschistes plus ou moins carbonatés et de prasinites stratiformes. On y connaît un banc repère de marbres massifs et des niveaux continus de serpentinites (anciennes brèches serpentineuses) contenant des blocs décimétriques de prasinites et de gabbros.

Entre ce membre sommital et le membre Sud Col Bouchet, au Sud du massif, s'intercale le membre de la pointe du Cairn, très semblable au membre Nord Col Bouchet. Cette distinction ne présente qu'un intérêt très localisé.

Les prasinites du Bric Bouchet et leur enveloppe sédimentaire sont charriées vers l'Est, le long d'un contact tectonique subhorizontal, sur des terrains appartenant au même ensemble lithostratigraphique (prasinites et calcschistes attribuables au membre du Vallon du Bouchet ; ces terrains affleurent à la Maît di Bucie voir figures 18 et 35 B).

Dans les travaux précédents, nous abordions les questions relatives à l'origine du Bric Bouchet en progressant sur le terrain, de l'Ouest vers l'Est, c'est-à-dire, nous le savons maintenant, en décrivant la partie tout à fait sommitale de l'unité océanique médiane. Nos recherches récentes nous ont permis de regarder ces problèmes d'une façon radicalement différente, en progressant de l'Est vers l'Ouest, en remontant une série océanique depuis son substratum (les serpentinites basales) jusqu'à son terme ultime : la formation du Bric Bouchet.

2. Données nouvelles sur la formation du Bric Bouchet

La formation du Bric Bouchet, qui fait partout suite aux schistes noirs attribués au Crétacé moyen, s'étend en continuité, du Bric Bouchet au Nord, jusqu'à l'Asti (ou Mont Aiguillette) au Sud. Elle n'est pas uniformément riche en niveaux prasinitiques ; ceux-ci sont plus fréquents au Nord.

Deux coupes représentatives, pratiquées dans les parties centrale et méridionale du

domaine d'étude permettent de dégager les grands traits de cette formation et de compléter ainsi les descriptions présentées ci-dessus.

a. La coupe du Ravin du Coin des Souches du Colombier

La formation du Bric Bouchet constitue le substratum tectonique des terrains appartenant à l'unité océanique supérieure. Cette disposition structurale, bien visible dans le paysage, lorsque l'on regarde le Pelvas d'Abriès par exemple, a été rappelée récemment (Lagabrielle, Lemoine et Tricart, 1985).

Il en est de même en rive gauche du Guil, où cette formation supporte l'imposant complexe ophiolitique du Peyroun - Pic des Lauzes - Taillante. La coupe proposée ici est levée dans la partie septentrionale du substratum tectonique de cet ensemble (fig. 36).

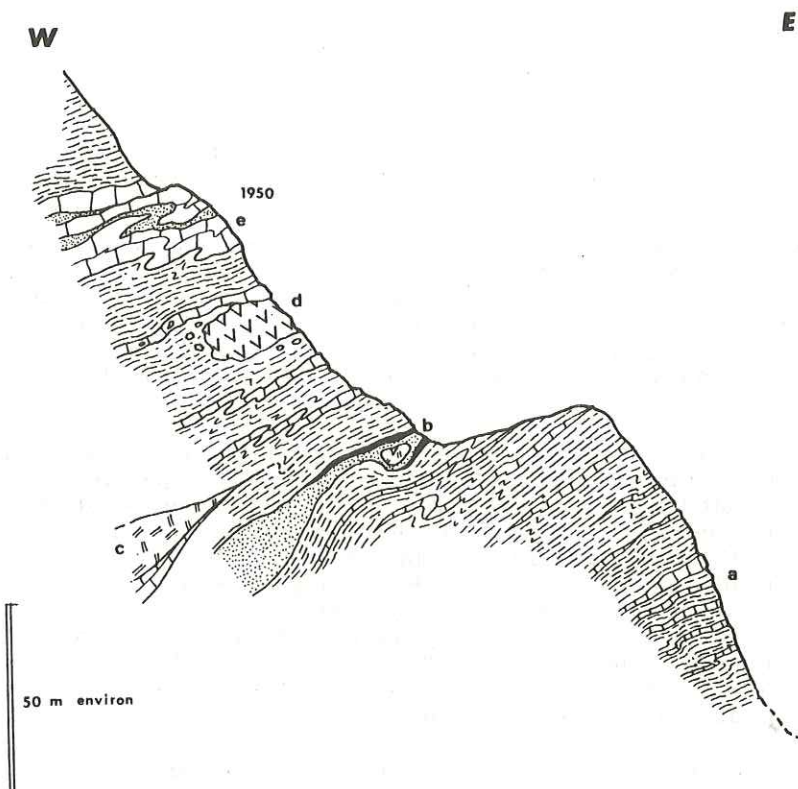


Fig. 36.- Coupe du Ravin du Coin des Souches du Colombier.

- a. Calcschistes à interlits carbonatés ;
- b. Prasinites bréchiques (elles renferment localement un bloc de gabbro) ;
- c. Extrémité méridionale de la masse gabbroïque visible sous les chalets de la Médille (voir carte, fig. 67) ;
- d. Olistolite de serpentinite ;
- e. Marbres et prasinites.

Elle débute le long du chemin de grande randonnée GR 58, au débouché du Ravin du Coin des Souches du Colombier. Elle n'intéresse probablement que la partie sommitale de la formation du Bric Bouchet puisque, en effet, les schistes noirs signalant le sommet de la formation sous-jacente sont absents ici. Ils n'affleurent qu'à l'Est, sous la crête du Praroussin dominant la Conca del Pra (fig. 34).

Le sentier s'élève tout d'abord dans des calcschistes ; après un premier lacet, en bordure du chemin, de petites parois montrent de beaux affleurements de calc-

schistes et calcaires alternant en petits bancs décimétriques. Certains des bancs carbonatés présentent des éponges siliceuses. Plus haut, avant d'atteindre une clôture, on rencontre, à droite, des metabrèches basaltiques étirées et, à gauche, des marbres blonds massifs, en contact direct avec des gabbros euphotides formant un massif allongé, de forme amygdalaire d'un demi-kilomètre d'extension (gabbros des chalets de la Médille). Dans l'ordre, la succession est la suivante : brèches basaltiques (prasinites), marbres puis gabbros.

Nous nous attarderons quelque peu sur la structure et la position du massif gabbroïque. Si l'on pénètre dans cette masse ophiolitique vers l'Est, on trouve, en son cœur, une séquence sédimentaire stratigraphiquement associée comportant des marbres et des prasinites à texture bréchique qui semble occuper le centre d'un synclinal couché d'axe N-S. On retrouve des carbonates à patine grisâtre, formant un placage sur le dos de la masse gabbroïque, près des chalets de la Médille. Compte tenu de la mauvaise qualité des affleurements, il nous est difficile de décider définitivement de la signification de cette masse gabbroïque. Deux possibilités s'offrent à notre choix : soit il s'agit d'un équivalent structural, abaissé par faille normale, du complexe ophiolitique sus-jacent Peyroun - Pic des Lauzes - Taillante appartenant à l'unité océanique supérieure, soit il s'agit d'un olistolite plurihectométrique, initialement en forme de lame peu épaisse et plissé dans la formation du Bric Bouchet. Une partie de la couverture sédimentaire de ces gabbros serait restée adhérente. Nous optons ici pour la seconde hypothèse, en nous appuyant sur deux observations.

1. Comme nous le verrons ci-dessous, les calcschistes affleurant au Nord des gabbros renferment également des olistolites plurimétriques indéniables, de nature gabbroïque et serpentineuse. Leur présence renforce notre interprétation.

2. Il existe dans la formation du Bric Bouchet d'autres blocs de roches vertes de taille comparable, isolés dans les calcschistes, par exemple à la Tête de Clot Lapierre, au Sud-Est du Pelvas d'Abriès (Lagabrielle, 1982) et à la Crête Mouloun (Le Mer, Lagabrielle et Polino, 1986). Des conditions d'affleurement meilleures nous permettent d'envisager, avec moins d'équivoque, qu'il s'agit là d'olistolites. Quelques arguments appuyant cette opinion sont développés à la fin du paragraphe suivant.

Nous reprenons la coupe au toit du massif gabbroïque. Au niveau du sentier, les gabbros déjà amincis disparaissent. Pour poursuivre la coupe, il faut alors quitter le GR 58 et rejoindre le fond du ravin du Coin des Souches du Colombier. On retrouve là le prolongement vers le Nord des metabrèches basaltiques. Considérablement amincies, elles apparaissent sous la forme d'un banc prasinitique d'épaisseur métrique, encadré par des talcschistes et des chloritoschistes. Ce banc contient, au creux du torrent, un bloc gabbroïque plurimétrique présentant de curieuses fractures emplies de carbonates clairs et de calcite translucide. Ces fractures et leur remplissage pourraient dater de la première mise à l'affleurement de ces gabbros. En d'autres termes, les carbonates représenteraient des témoins de la couverture sédimentaire primitive des gabbros.

En remontant le torrent, on rencontre une longue séquence de calcschistes à interlits marmoréens, coiffée par une barre de marbres blonds. En rive gauche du ruisseau, les calcschistes et marbres sommitaux se chargent en graviers serpentineux aux abords d'une masse d'ultrabasites serpentinisées d'un diamètre maximum de 50 m. Plus haut, au sein des marbres, apparaissent des interlits prasinitiques à bordures diffuses, plus ou moins boudinés. La séquence se poursuit par des calcschistes qui se confondent ensuite avec ceux des deux unités superposées.

b. Une coupe au Sud du Torrent de Ruine (fig. 37).

Le torrent de Ruine emprunte le trajet d'une grande fracture tardive, transverse, SW-NE, qui introduit un décalage minime dans les terrains qu'elle traverse.

La coupe s'effectue de la Bergerie sous roche, près du Guil, jusqu'au contact basal de l'unité océanique supérieure, sous la falaise Taillante - Pain de Sucre. On suit en continu, de 2000 m à 2900 m (Brèche de Ruine) les terrains de la formation du Bric Bouchet.

Ici, les schistes noirs sont connus, ils affleurent, nous l'avons vu, au-dessus du Belvédère du Viso et à quelques centaines de mètres de là, sous le Rocher Mouloun. La coupe proposée intéresse ainsi la totalité de la formation du Bric Bouchet sur près de 900 m de dénivelé.

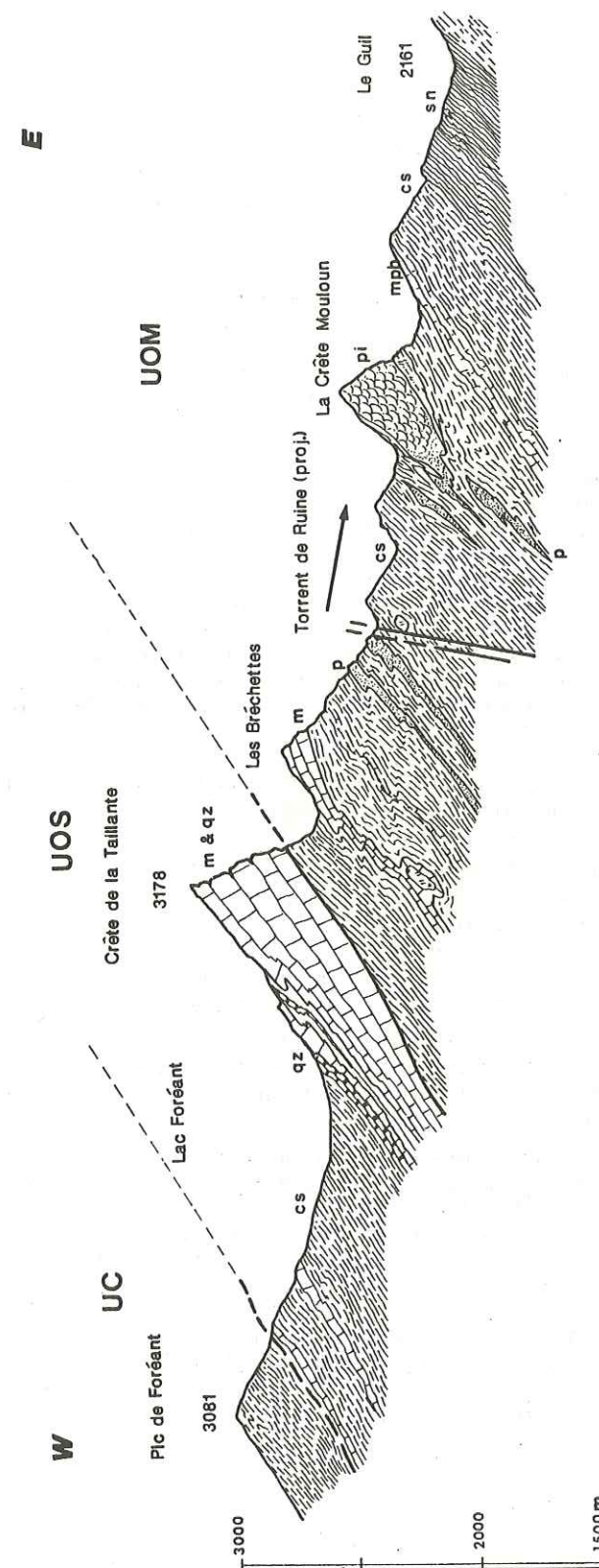


Fig. 37. - Coupe du Guil (petit belvédère du Viso) au Pic de Foréant

Cette coupe permet de traverser les trois unités supérieures de l'édifice structural, de bas en haut :

- .U.O.M. : unité océanique médiane
- s.n. : schistes noirs de la formation de l'Alpe Crosenna
- cs : calcschistes
- m. ph. : marbres phylliteux
- p : prasinites
- pi : pillow-lavas de la Crête Mouloun
- m : marbres à blocs d'ophiolites (Bande des Bréchettes et du Lac d'Asti)
- .U.O.S. : unité océanique supérieure :
- m et qz : marbres et quartzites de la Taillante (formation du Lac Baricle)
- qz : quartzites
- .U.C. : unité des calcschistes.

Au-dessus de la Bergerie sous roche, on se trouve sur des marbres phylliteux, prolongement vers le Nord-Est, de ceux armant le Rocher Mouloun. On pénètre ensuite dans une étroite gorge, entaillée dans des calcschistes. En rive droite du torrent apparaît un premier niveau prasinitique correspondant à la terminaison septentrionale d'une importante masse ophiolitique située à la base du Massif de la Crête Mouloun.

A la cote 2340, on rencontre un olistolite de prasinite de forme arrondie, enchassé dans les calcschistes. Dans le torrent, d'autres blocs déchaussés sont bien visibles ; leurs formes sont probablement originelles et n'ont pas été façonnées par les eaux torrentielles.

La coupe se poursuit dans des calcschistes carbonatés. On rencontre ensuite deux niveaux stratiformes de prasinites litées d'épaisseur plurimétrique. Dans le lit du torrent, on pourra observer des blocs prasinitiques montrant de belles textures sédimentaires reliques. Ils se composent de lits de pyroxènes détritiques, granuloclassés, passant progressivement à des quartzites. Ces blocs sont très vraisemblablement détachés des niveaux prasinitiques affleurant plus haut, en rive gauche du torrent.

Après les prasinites, la série devient plus carbonatée. Aux environs de la cote 2700 apparaît un épais niveau de marbres phylliteux à patine sombre, puis à 2800m, un niveau de marbres blonds qui forme plus haut l'épaule des Brèches. Vers le Sud, en direction du Lac d'Asti, ce niveau se charge en blocs plurimétriques de nature gabbroïque. La série se termine à la Brèche de Ruine, où elle est interrompue par le contact basal des marbres de la Taillante ; couverture sédimentaire des ophiolites du massif de la Crête des Lauzes.

Les ophiolites de la Crête Mouloun étudiées par O. Le Mer dans le cadre d'un D.E.A. (Le Mer, 1984) affleurent en rive droite du Vallon de Ruine, à une centaine de mètres du torrent, vers le Sud-Est. Il s'agit d'un massif fusiforme, de taille kilométrique, se présentant en série renversée. Des metabasaltes en coussin, peu déformés, forment une puissante falaise dominant le Guil. Au pied de celle-ci sont conservés des niveaux sédimentaires riches en débris ophiolitiques représentant la base de la couverture sédimentaire initiale des laves en coussin. Par sa taille, sa forme et son mode de gisement, ce massif rappelle l'ensemble gabbroïque décrit dans la partie inférieure de la coupe du Ravin des Souches du Colombier. Là aussi, les ophiolites étaient en contact direct avec des résidus de leur couverture sédimentaire initiale.

Dans un récent travail (Le Mer, Lagabriele et Polino, 1986) nous avons développé quelques arguments conduisant à montrer que ce massif est un olistolite de grande taille. Ces arguments sont les suivants.

* Cet ensemble est totalement isolé de toute autre masse ophiolitique. Il apparaît loin de tout contact anormal majeur reconnu. Il ne peut s'agir, de ce fait, d'un méga-boudin créé aux dépens d'une écaille de roche verte plus importante. A l'appui de cet argument, nous ajouterons que la déformation interne de ce corps est faible et, fait relativement exceptionnel pour ces régions, quasi nulle en certains endroits, notamment à la base de celui-ci (voir paragraphe suivant).

* Comme nous l'avons déjà souligné, une des caractéristiques essentielles de la formation du Bric Bouchet est sa richesse en olistolites de roches vertes de taille métrique à plurimétrique. Le massif de la Crête Mouloun ne serait finalement qu'un de ces olistolites, de taille plus imposante.

* Enfin, pour appuyer notre interprétation, nous avons cherché quelques éléments de comparaison dans des séquences non métamorphiques de l'Apennin ligure. Ainsi, dans le complexe de Casanova, Abatte et al. (1970) décrivent-ils des olistolites de basaltes de taille kilométrique, encore solidaire d'une partie de leur propre couverture sédimentaire. Ces comparaisons, étendues à l'ensemble de la formation du Bric Bouchet sont développées dans le paragraphe 4.

Nous regardons finalement ce massif comme un fragment de substratum océanique téthysien et d'une partie de sa couverture, resédimenté dans un bassin où se répandaient par ailleurs d'autres blocs et débris fins de nature ophiolitique. L'étude détaillée de la couverture sédimentaire des basaltes en coussin est proposée dans le paragraphe suivant.

3. Etude détaillée d'un olistolite ophiolitique de la formation du Bric Bouchet : Analyses lithostratigraphiques, texturales et géochimiques dans le massif de la Crête Mouloun

Les lignes qui suivent reprennent en partie un texte déjà publié (Le Mer, Lagabriele et Polino, 1986) et correspondant au travail mené par les auteurs dans le cadre du D.E.A. de O. Le Mer (Brest, 1984).

a. Présentation

Comme nous l'avons dit ci-dessus, le massif de la Crête Mouloun est une masse kilométrique de basaltes en coussin, en forme de fuseau, isolée au sein des calcschistes de la formation du Bric Bouchet (fig. 17, 38 et 39).

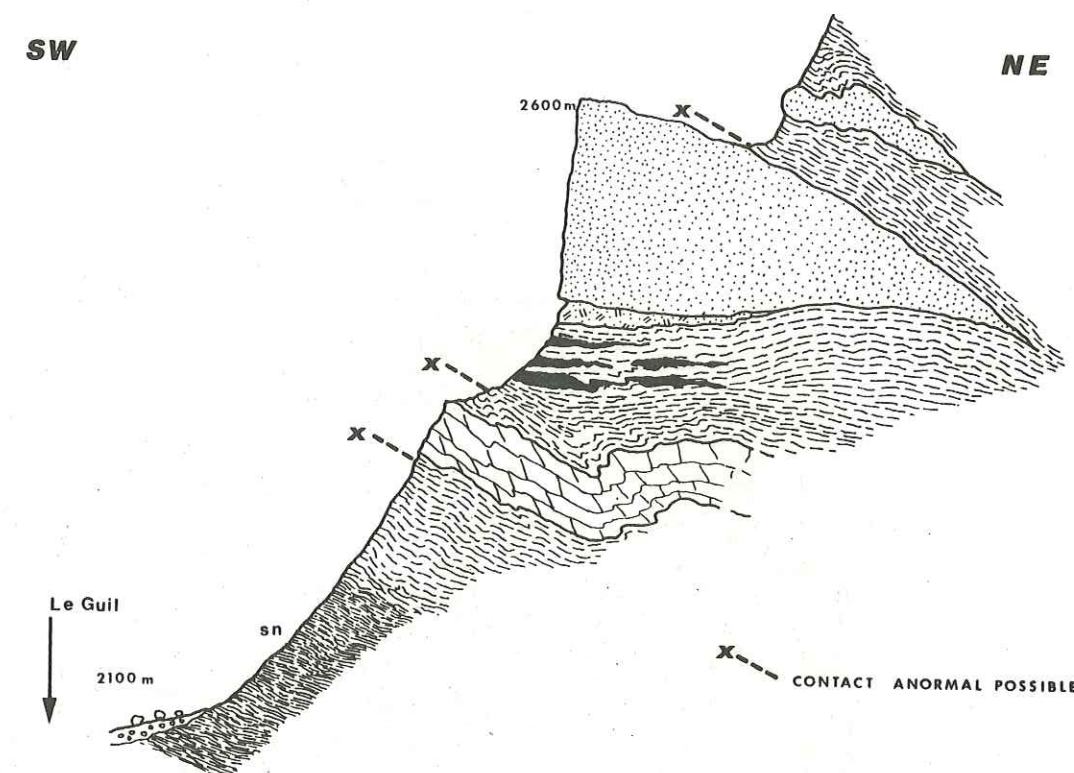


Fig. 38 -- Coupe simplifiée à travers le massif de la Crête Mouloun. s.n. : schistes noirs siliceux (Formation de l'Alpe Crosenna) ; les autres figurés sont ceux de la figure 39.

A la base du massif, en contact stratigraphique avec les basaltes, apparaît une séquence sédimentaire peu épaisse que nous décrivons et analysons en détail ci-dessous. Plusieurs critères sédimentaires, bien visibles dans des niveaux détritiques gabbroïques (méta-arénites gabbroïques) permettent de montrer que cette séquence est en position renversée. Ceci nous invite à conclure que l'ensemble du massif est en polarité inverse.

Nous complétons cette étude par des analyses géochimiques de méta-arénites gabbroïques, de basaltes et de brèches basaltiques.

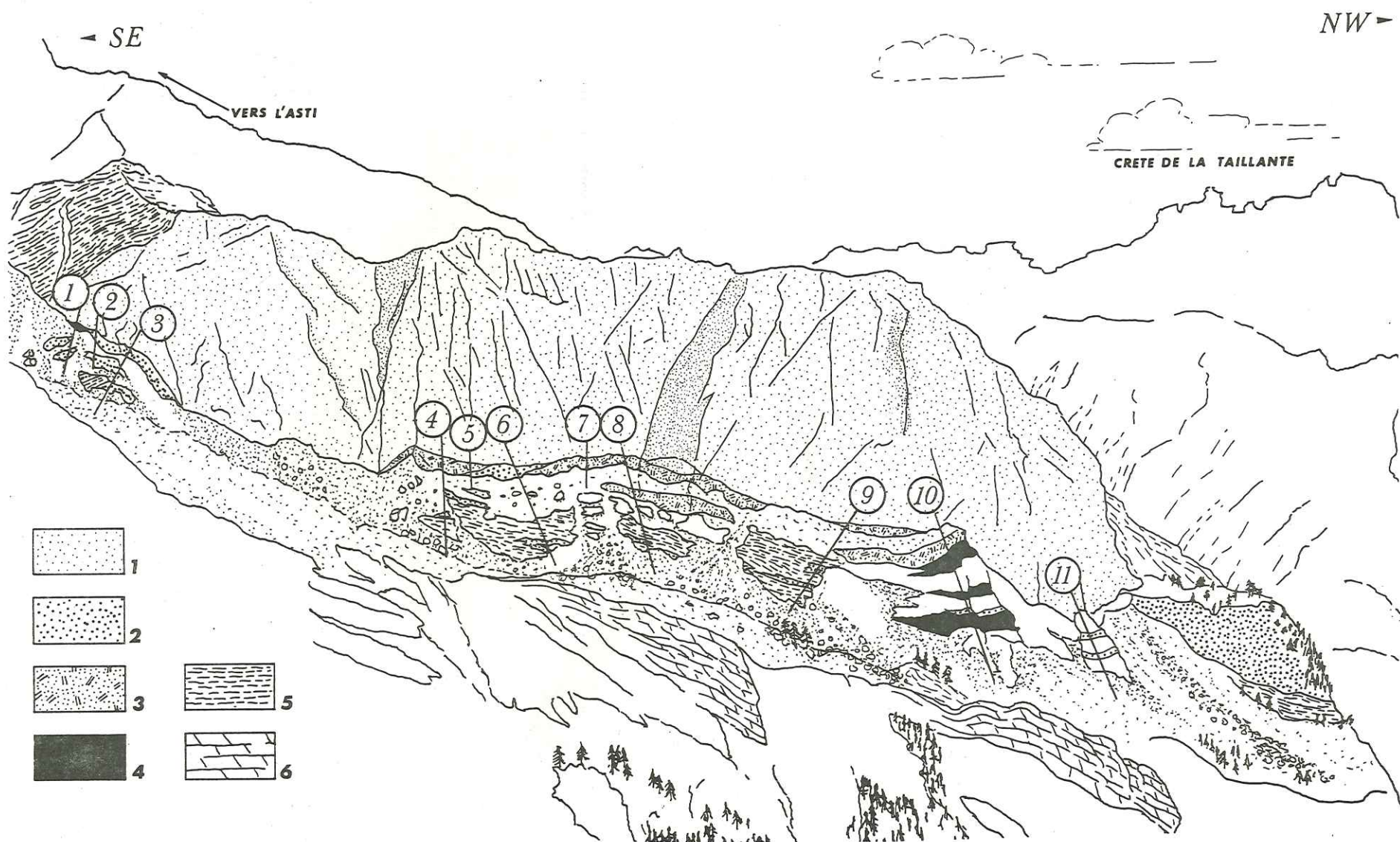


Fig. 39 - Panorama sur le massif de la Crête Mouloun. On regarde vers le Sud-Ouest. Les chiffres encerclés indiquent la position des coupes lithostratigraphiques de la figure 40.
1 : metabasaltos en coussin ; 2 : prasinites ; 3 : méta-arénites gabbroïques ; 4 : brèches de serpentinites ; 5 : calcschistes ; 6 : marbres phylliteux.
(Dessin O. Le Mer et Y. Lagabrielle)

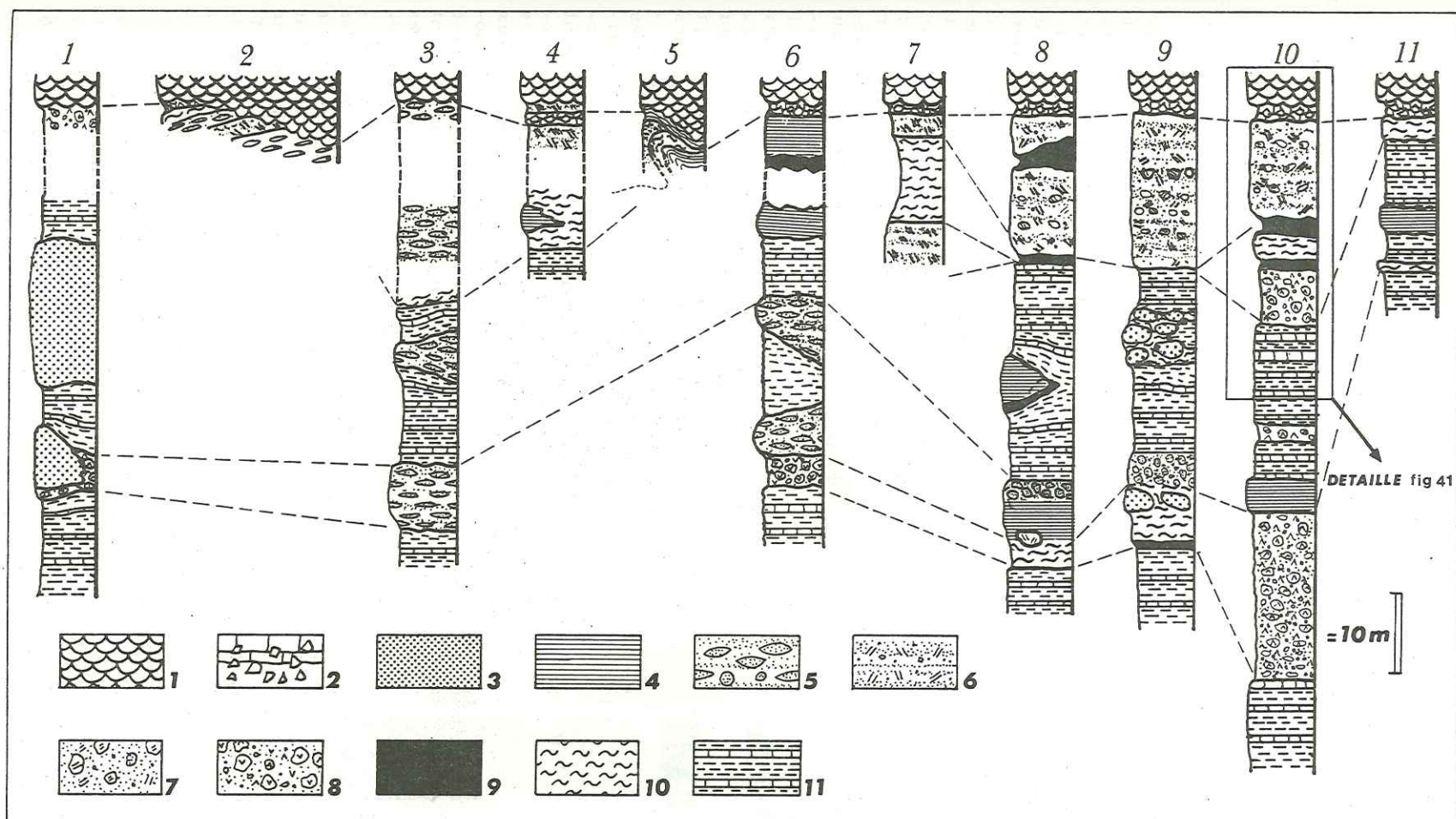


Fig. 40 - Colonnes stratigraphiques levées à la base de la paroi du massif (voir figure 39) et présentées dans leur polarité actuelle, en position renversée.
1. metabasaltos en coussin ; 2 : brèches de coussins à matrice carbonatée ; 3 : prasinites massives ; 4 : prasinites litées ; 5 : prasinites à éléments fusiformes (anciennes brèches basaltiques) ; 6 : méta-arénites gabbroïques ; 7 : métabrèches de gabbro ; 8 : métabrèches serpentineuses ; 9 : talcschistes ; 10 : chloritoschistes ; 11 : calcschistes.

b. Lithostratigraphie

. Description d'une coupe lithostratigraphie type.

Onze coupes lithostratigraphiques ont été levées à la base du massif (fig. 39). Elles sont présentées, sous la forme de colonnes synthétiques, sur la figure 40. Parmi celles-ci, la colonne 10 montre l'éventail le plus complet des différents faciès observables au pied du massif. Les premiers niveaux formant la base de cette colonne sont représentés selon leur agencement stratigraphique initial, c'est-à-dire en position normale, sur la figure 41. On rencontre successivement (les lettres entre parenthèses renvoient à la figure 41, ci-dessous).

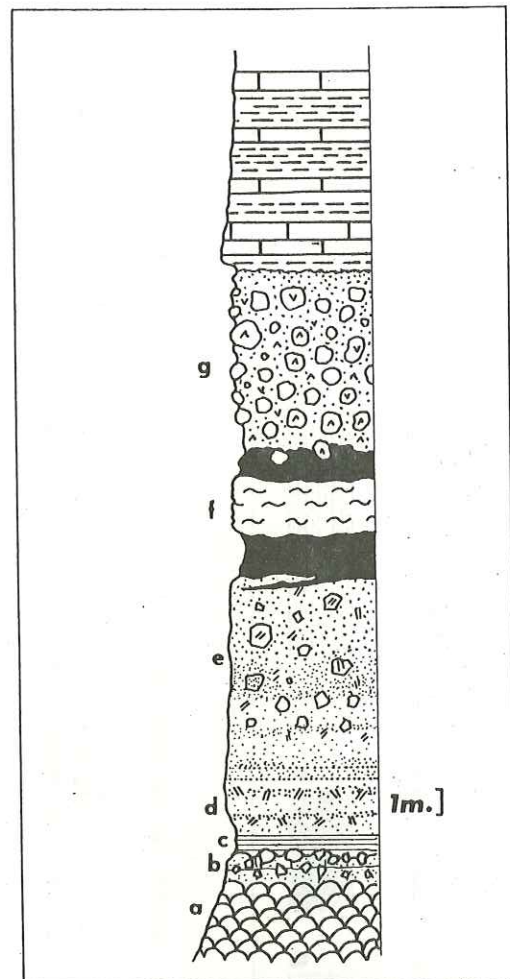


Fig. 41 .- Détail de la base de la colonne 10 (voir figure 40), présentée en position normale. Les lettres entre parenthèses renvoient aux descriptions dans le texte ci-contre.

(g) (fig. 42). Viennent ensuite des calcschistes et des calcaires (20 - 30 m) (fig. 40) dans lesquels sont intercalés un niveau de brèches serpentinesuses et une passée de prasinites litées. L'existence, dans ces roches, de textures bréchiques reliques et les contacts diffus et très progressifs qu'elles présentent avec les calcschistes nous permettent d'affirmer que ce niveau est également d'origine sédimentaire.

(a) Des laves en coussins qui font place, vers la base de la paroi du massif à des brèches basaltiques à éléments de coussins, dont la matrice est le plus souvent constituée de métahyaloclastites (b). Ces roches sont identiques, au métamorphisme près, aux hyaloclastites du Chenaillet (Vuagnat et Pusztaszeri, 1965). Vient ensuite un niveau métrique à décimétrique de prasinites finement litées (c) dont la base se moule sur la surface irrégulière des brèches de coussins. Cet horizon correspond pour nous au résultat de l'accumulation sédimentaire de sables volcaniques ou au remaniement des hyaloclastites immédiatement sous-jacentes. Les relations qu'il présente avec les brèches basaltiques constituent un critère de polarité. Très progressivement, succèdent à ce niveau ce que nous proposons de baptiser ici des méta-arénites de gabbros (d). Ces roches résultent de l'accumulation sédimentaire de clinopyroxènes détritiques et de micro-fragments de gabbro, baignant dans une matrice dont la composition minéralogique rappelle souvent celle des prasinites (chlorites, épidotes, micas blancs, amphiboles vertes et bleues et rares albites). Ces niveaux fournissent de nouveaux critères de polarité confirmant le caractère inverse de la série : il s'agit essentiellement de stratifications obliques et de figures de ravinement. Progressivement, ces méta-arénites deviennent plus grossières ; au sein de celles-ci apparaissent des clastes anguleux de gabbros, de taille centimétrique à décimétrique, et plus rarement de basaltes. La roche prend ainsi l'aspect d'une brèche gabbroïque (e). L'épaisseur totale de cette séquence détritique atteint ici 10 m. La matrice des brèches devient ensuite serpentineuse. Aux niveaux sédimentaires gabbroïques succèdent alors des chloritoschistes et des talcschistes (f) puis des brèches de serpentinites dont la texture détritique reste nettement lisible

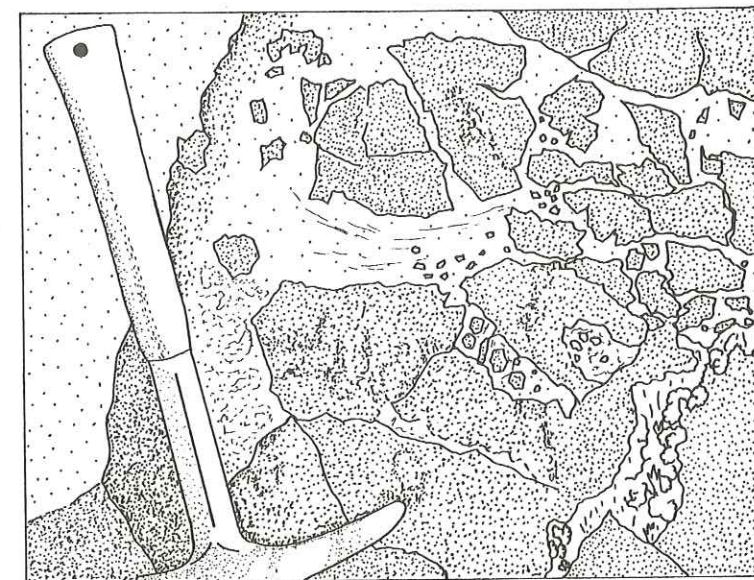


Fig. 42 .- Détail des brèches de serpentinites. La matrice, ici carbonatée, apparaît en clair.

La série se poursuit par une nouvelle passée de brèches de serpentinites (20 m), puis par des alternances de calcschistes et calcaires, sans éléments ophiolitiques, passant à un ensemble plus résistant de marbres phylliteux qui constituent un escarpement dominant la vallée du Guil. Il n'est pas possible de localiser avec précision le contact entre cette séquence sédimentaire et les calcschistes de l'unité du Bric Bouchet. Il se situe au-dessus ou au-dessous de la barre de marbres phylliteux (fig. 38).

c. Extension latérale des niveaux : paléo-environnement sédimentaire et âge probable des dépôts

La figure 40 met en évidence la variabilité des successions lithostratigraphiques observées le long des différentes sections effectuées. Cette variabilité traduit probablement un mode de gisement lenticulaire des sédiments ophiolitiques. Compte tenu de la faible intensité des déformations dans la zone étudiée, il est en effet possible d'admettre que la disposition actuelle des niveaux reflète assez correctement l'agencement sédimentaire initial.

Pour tenter de reconstituer le cadre morphostructural dans lequel cette sédimentation particulière a vu le jour, deux faits essentiels seront retenus.

1°) Le caractère souvent monogénique des métabrèches et des méta-arénites, qui sont constituées de débris soit basaltiques, soit gabbroïques, soit serpentineux. Il indique d'une part la pluralité de sources sédimentaires et d'autre part l'absence de mélange important entre les divers apports. Ceci suggère une mise en place rapide des éléments détritiques à l'issue d'une phase de transport relativement courte.

2°) L'aspect lenticulaire que présentent les dépôts est un argument supplémentaire en faveur de l'interprétation proposée ci-dessus. Ce caractère s'ajoute aux précédents pour suggérer une mise en place rapide de ce matériel, au cours de crises répétées correspondant à autant de pulsations tectoniques du substratum océanique.

Finalement, le paysage sous-marin devait se composer d'un ensemble d'escarpements de lithologies variées, aux pieds desquels se déposaient les produits de leur désagrégation (fig. 43). Ces produits, remobilisés par transport gravitaire

à chaque soubresaut tectonique s'accumulaient rapidement, sans mélange entre eux, au fond de petites dépressions. La sédimentation de matériel ophiolitique, d'abord prépondérante, a fait place ensuite progressivement à des apports pélitiques et carbonatés (futurs calcschistes et marbres).

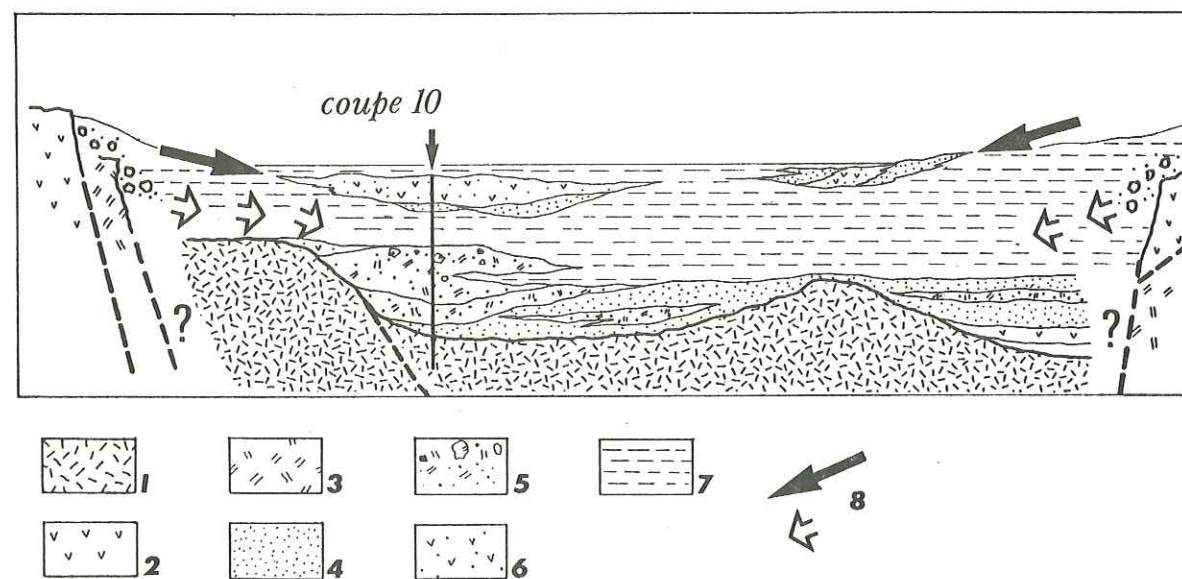


Fig. 43 .- Reconstitution possible du cadre morphostructural dans lequel les sédiments ophiolitiques se sont mis en place.
Substratum : coulées basaltiques et brèches de coussins (1), serpentinites (2), gabbros (3) ;
Sédiments : Arénites et graviers basaltiques (4), arénites, graviers et blocs gabbroïques (5), graviers et blocs serpentiniteux (6), boues argilo-carbonatées (futurs calcschistes) (7) ;
8 : Direction des apports détritiques ophiolitiques.

Ici, la couverture détritique des laves en coussins ne comporte pas les niveaux caractéristiques de la base de la Série de Chabrière (méta-radiolarites et marbres du Malm, Lemoine et al., 1970). De ce fait, il n'existe pas de repère lithostratigraphique permettant de dater cette série par comparaison avec des successions dont l'âge est clairement établi. On la rapprochera néanmoins de la série décrite par Tricart et al. (1985) dans le massif Ouest de Chabrière et qui comprend dans l'ordre : des basaltes en coussins, des brèches et arénites ophiolitiques puis des schistes à bancs calcaires caractéristiques de la formation de la Replatte et attribués au Crétacé inférieur, puis une formation schisto-calcaire à blocs d'ophiolites. Dans ses premiers termes au moins, cette série rappelle la succession de la Crête Mouloun. En l'absence de tout autre argument paléontologique, nous admettons ici, par comparaison lithostratigraphique, que les deux séries évoquées ont vu le jour simultanément et qu'elles se sont mises en place à la suite de processus tectono-sédimentaires comparables, au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé.

d. Etude texturale et géochimique : Les méta-arénites de gabbro et les brèches de coussins.

* LES META-ARENITES DE GABBRO

Texture.

Les méta-arénites de gabbro et les brèches gabbroïques se disposent en bancs dont la puissance varie de un à quelques mètres. Ils sont visibles à la base de la paroi, principalement entre les coupes 4 et 10 où apparaît une alternance régulière de lits sombres et clairs, granuloclassés, d'épaisseur centimétrique à décimétrique et présentant parfois des stratifications obliques (fig. 44 et 45). Les niveaux sombres, souvent épais de quelques centimètres seulement, sont constitués

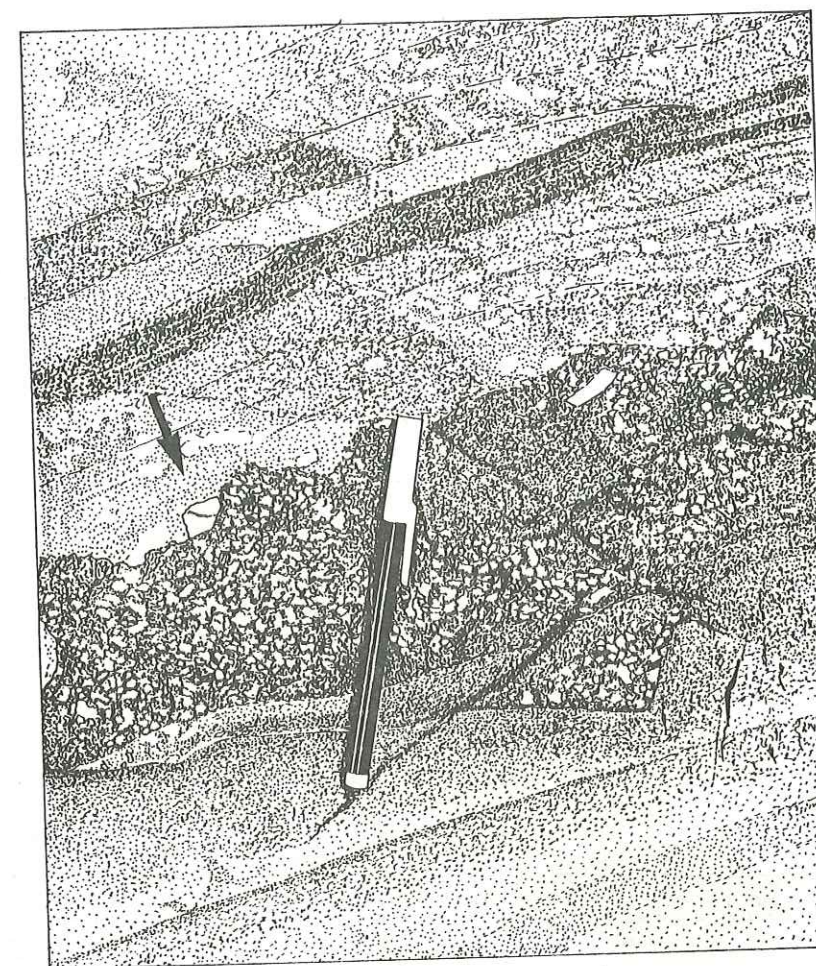


Fig. 44 .- Les méta-arénites de gabbros : détail d'un affleurement. Dessin d'après une photographie. La flèche indique la polarité normale.

d'abondants pyroxènes millimétriques. Les niveaux plus clairs renferment des pyroxènes de plus grande taille, entre lesquels la matrice apparaît plus nettement. Localement, cette organisation horizontale est plus ou moins bouleversée par l'existence de niveaux lenticulaires, discontinus, de granulométrie plus grossière, dont les limites sont souvent tourmentées. Il pourrait s'agir d'anciens chenaux. Le caractère érosif des contacts de base de ces corps sédimentaires est encore facilement visible (fig. 44). Ces structures constituent un nouveau critère de polarité, confirmant le précédent et permettant là encore d'établir le caractère inverse de l'ensemble de la série. Dans ces paléo-chenaux, les anciens pyroxènes ne constituent guère plus de 50 % de la roche ; la matrice, blanche, devient alors bien visible. Un chenal de plus grande ampleur s'observe également au pied de la falaise. Sa surface basale entaille les brèches de coussins et le sommet des coulées. Les niveaux de méta-arénites gabbroïques qui en constituent le remplissage se biseautent progressivement sur ses bordures (fig. 45B).

La matrice des brèches gabbroïques présente un aspect grossier, mal trié et sans litage visible. Elle supporte des clastes anguleux de gabbros, dont la taille varie de 2 à 20 cm. Ces blocs voisinent avec des fragments de basaltes, moins nombreux, et de forme plus arrondie (fig. 46).

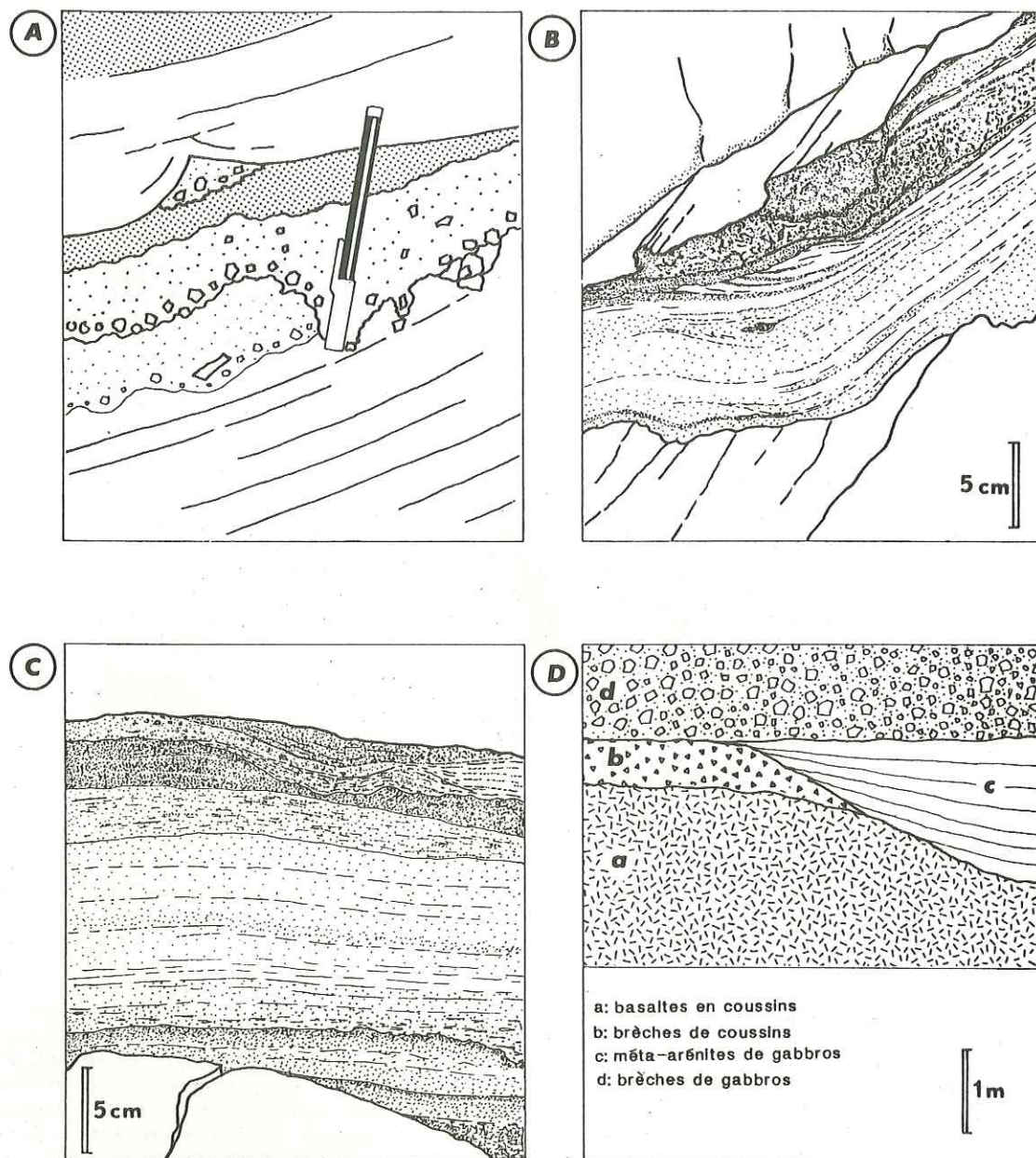


Fig. 45 .- Quelques exemples de critères de polarité dans le matériel détritique gabbroïque. Tous les croquis représentent des figures sédimentaires dans leur polarité normale. A : Interprétation des structures de la fig. 44 ; B et C : Stratifications obliques et chenaux dans les méta-arénites ; D : Coupe dans un chenal métrique entaillant le sommet des laves en coussins.

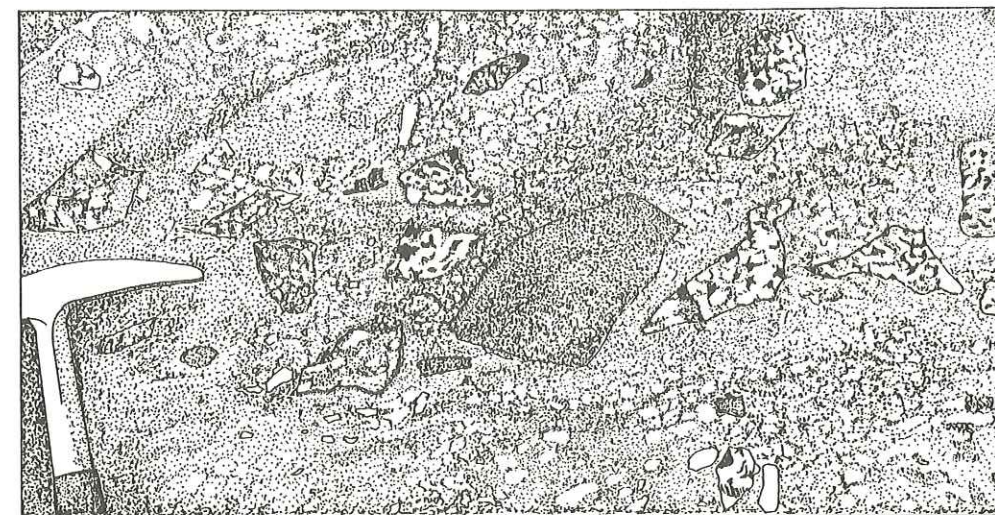


Fig. 46 .- Les brèches gabbroïques. L'élément sombre au centre du croquis est un fragment basaltique.

L'examen microscopique des méta-arénites de gabbros permet de préciser la nature de la matrice. Trois grandes catégories ont été distinguées.

Les méta-arénites à matrice serpentineuse.

La matrice de ces roches est composée de serpentines, de chlorites et de quelques cristaux d'épidotes. Les pyroxènes détritiques ou leurs reliques métamorphisées présentent des bordures déchiquetées et de profondes échancrures envahies par la matrice (fig. 47A). Des grains de sphène leurs sont associés. Quelques analyses à la microsonde de ces pyroxènes reliques ont été réalisées (tableau 4). Les points représentatifs de ces analyses se situent dans le champ des pyroxènes des gabbros magnésiens du Queyras (fig. 30) (Lombardo et al., 1978). Les pyroxènes détritiques reliques possèdent donc leur propre signature géochimique, ce qui permet de confirmer leur provenance directe à partir du démantèlement de roches gabbroïques identiques à celles constituant actuellement une partie des unités ophiolitiques du Queyras.

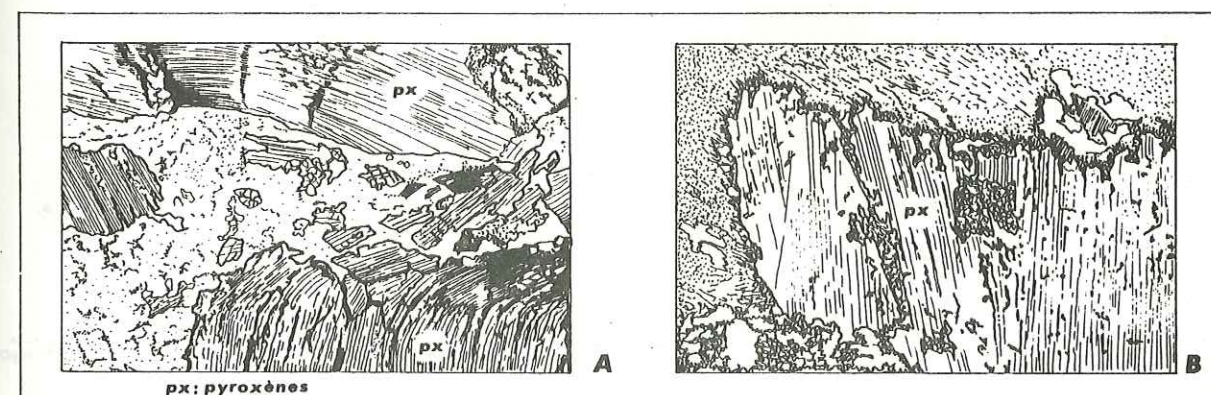


Fig. 47 .- Vue au microscope des méta-arénites gabbroïques. Détail des pyroxènes détritiques. A : Méta-arénites à matrice serpentineuse ; B : Méta-arénites à matrice basaltique.

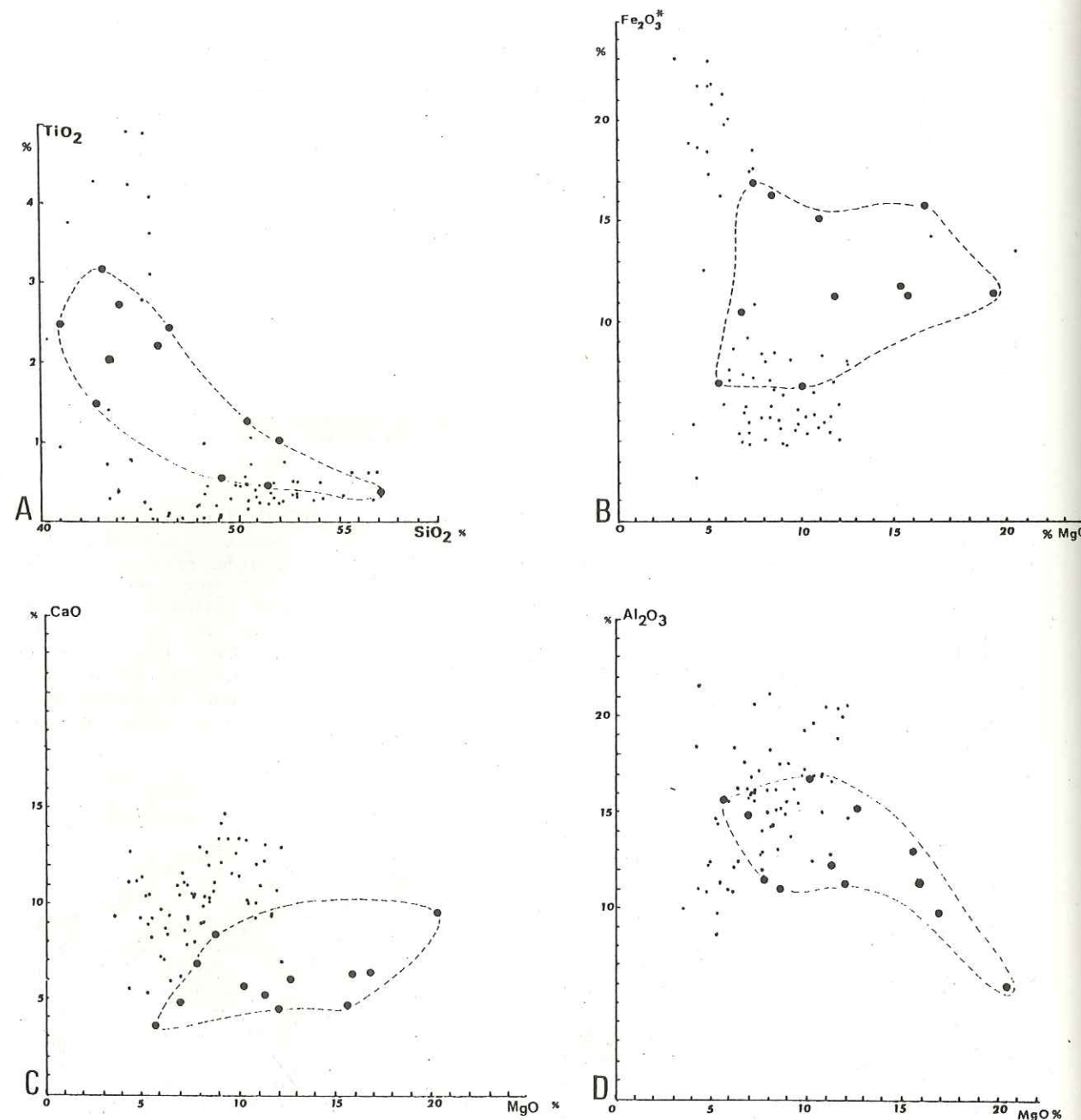


Fig. 48 .- Diagrammes rectangulaires permettant de comparer les pourcentages respectifs en divers oxydes des méta-arénites gabbroïques et des gabbros et, méta-gabbros de référence. Commentaires dans le texte. Gros points : méta-arénites ; petits points : gabbros.

. Les méta-arénites à matrice basique.

Ces roches forment les affleurements les plus fréquents. La paragenèse de la matrice est comparable à celle des prasinites (glaucophane, actinote, chlorite, épidote et albite), mais présente une texture hétérogène. Cette association dérive probablement de la recristallisation d'une matrice sédimentaire de granulométrie très fine, correspondant à une roche gabbroïque pulvérisée.

Les pyroxènes détritiques sont totalement transformés en amphiboles vertes et bleues, chlorite et calcite. Ils présentent des contours plus flous que dans la catégorie précédente ; localement, des grains de sphène peuvent être fréquents (fig. 47B).

. Les méta-arénites à matrice albitique.

Ce type est moins abondant que le précédent et n'apparaît que localement, soit dans les paléo-chenaux, soit comme ciment des brèches et des micro-brèches. Des néoblastes d'albite et de nombreuses pistacites forment l'essentiel de la matrice. De grandes plages albitiques pourraient représenter d'anciens débris feldspathiques.

L'analyse texturale montre finalement que les éléments détritiques les plus fréquents au sein de ces roches sont des fragments de pyroxènes. Les anciens débris de plagioclase sont peu abondants, à l'exception de la dernière catégorie de méta-arénites, par ailleurs peu représentée sur le terrain.

Ces faits suggèrent qu'un tri minéralogique est intervenu avant ou pendant le transport de sables gabbroïques. La répartition inégale des granules de sphène évoque également l'intervention d'un vannage.

Ceci s'accorde avec les observations effectuées sur des dépôts océaniques actuels. Fox et Heezen (1965) constatent en effet une accumulation préférentielle des minéraux lourds (pyroxènes, olivines ...) dans les sables de la ride médio-atlantique. De même, au pied des escarpements de gabbro du Banc de Gorringer, les sables qui se déposent actuellement sont essentiellement composés de pyroxènes (Lagabrielle et Auzende, 1982). Dans les gabbros, les traces d'une importante altération sous-marine à basse température sont bien exprimées. Les plagioclases sont en effet remplacés par un feutrage de minéraux argileux. En se désagrégeant sur place, ces minéraux libèrent donc les pyroxènes. Ceux-ci après avoir été déchaussés, se rassemblent avec des fragments centimétriques de gabbro, au pied des talus d'éboulis jalonnant la base des escarpements (Groupe Cyagor II, 1982).

Etude géochimique.

. Présentation des résultats.

L'analyse géochimique présentée ici a pour but de mettre en évidence l'originalité des compositions chimiques des méta-arénites par rapport à celles de gabbros massifs. Nous appliquons une démarche mise en œuvre également sur des metabrèches basaltiques d'origine sédimentaire, affleurant sur le massif de l'Arbancier (Lagabrielle et Polino, 1985 ; voir également paragraphe suivant).

Douze échantillons de méta-arénites à matrice basique ont été prélevés à la base de la Crête Mouloun, dans les coupes 4 à 10. Leurs analyses géochimiques sur roche totale sont présentées dans le tableau 5. Nous les comparerons à celles de roches gabbroïques (troctolites, gabbros ferro-titanés), métamorphiques ou non métamorphiques, et provenant toutes des zones internes ophiolitifères alpines, c'est-à-dire de secteurs paléogéographiquement comparables. Il s'agit :

- des métagabbros du Mont Viso (Lombardo et al., 1978), du massif du Rocciavre (Pognante et al., 1982), du massif de Lanzo (Nicolas, 1966), de la nappe de Montenotte (Beccaluva et al., 1979) ;
- des gabbros du Chenaillet (Bertrand et al., 1982) et de l'Apennin ligure (Serri, 1981).

Au total, une soixantaine d'analyses servent ainsi de comparaison.

Les teneurs des méta-arénites en SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO , Cr et Ni montrent d'un échantillon à l'autre des variations importantes (tableau 5). L'amplitude des variations observées doit être comparée à celle présentée par des gabbros magmatiques. Aussi, pour rechercher les éléments chimiques dont les teneurs au

sein des méta-arénites s'écartent de façon significative de celles des gabbros massifs, nous avons utilisé des diagrammes rectangulaires permettant de traiter deux par deux les composants les plus variables : Si, Ti, Fe, Mg, Ca, Al. Seuls les diagrammes les plus significatifs sont présentés ici.

- Dans le diagramme TiO_2/SiO_2 (fig. 48A), les champs des gabbros riches en Ti et des gabbros magnésiens se distinguent nettement. Ce diagramme permet de montrer, d'une part que l'amplitude des variations en Si des méta-arénites se calque sur celle des gabbros magmatiques, et d'autre part que leurs teneurs en TiO_2 sont intermédiaires entre celles des gabbros magnésiens et des ferro-gabbros.

- Le diagramme $Fe_2O_3^*(1)/MgO$ (fig. 48B) souligne à nouveau nettement la distinction entre les champs des ferro-gabbros et des gabbros magnésiens. Les points représentant les analyses de méta-arénites occupent une position intermédiaire entre les deux champs ainsi définis. Mais ce diagramme met surtout en évidence, les fortes teneurs en MgO de certaines méta-arénites. Ce dernier caractère est à mettre en relation avec l'abondance des chlorites dans les échantillons.

- Dans le diagramme CaO/MgO (fig. 48C), les champs des méta-arénites et des gabbros montrent un très faible recouvrement, ce qui met ainsi en relief, outre le comportement du MgO déjà noté ci-dessus, les teneurs faibles en CaO des méta-arénites.

- Enfin, le diagramme Al_2O_3/MgO (fig. 48D) permet de montrer que les teneurs en Al des méta-arénites ne dépassent jamais celles des gabbros magmatiques. La majorité des méta-arénites présente des teneurs en Al faibles, et dans un cas, inférieure à celles des gabbros.

Interprétations, conclusions.

Les éléments majeurs dont les teneurs s'écartent de façon notable de celles de gabbros magmatiques sont : Fe, Mg, Ca et pour une moindre part Al. Un diagramme triangulaire $Fe_2O_3 - CaO - MgO$ (fig. 49) permet de visualiser assez simplement ces différences de composition chimique. Dans ce diagramme, les champs respectifs des roches considérées ne montrent aucun recouvrement. Par rapport au champ des gabbros, le champ des méta-arénites est déplacé vers le pôle MgO, ce qui correspond, comme nous l'avons vu ci-dessus, à un enrichissement en magnésium et un appauvrissement en calcium. Le diagramme triangulaire $Al_2O_3 - CaO - MgO$ (fig. 49), complémentaire du précédent, assure également une bonne discrimination. Le champ des méta-arénites est allongé selon une droite joignant le pôle Al_2O_3 au côté CaO - MgO du diagramme. Ceci rend compte de la pauvreté relative en Al de certaines méta-arénites.

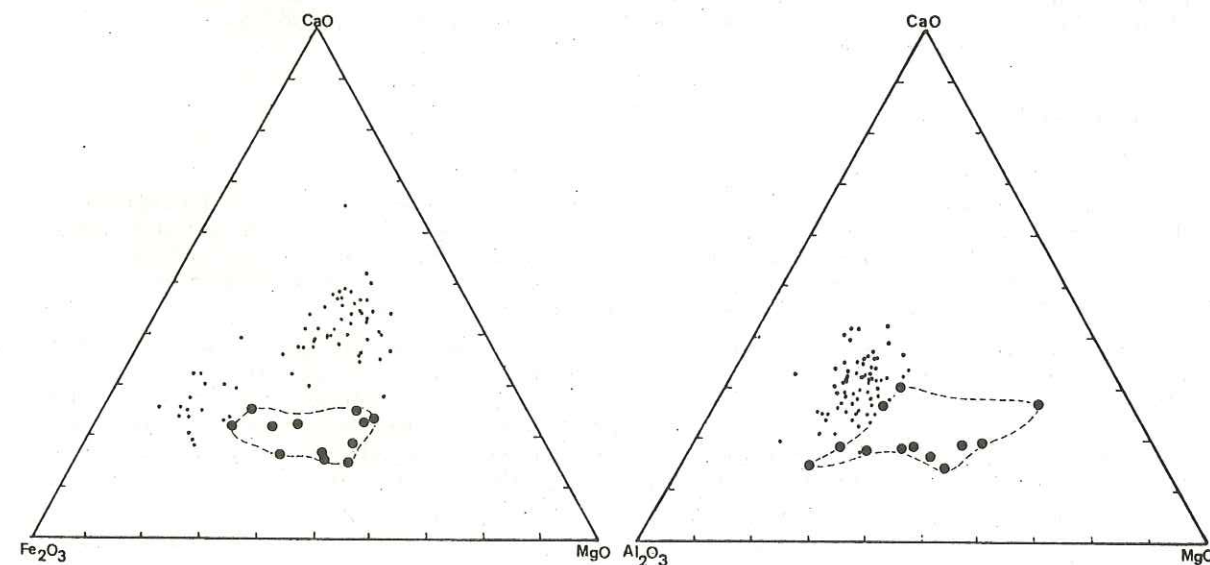


Fig. 49. - Diagrammes triangulaires de discriminations entre les méta-arénites et les gabbros et méta-gabbros de référence.
Gros points : méta-arénites ; petits points : gabbros.

(1) $Fe_2O_3^*$ = Fer total en Fe_2O_3

Les faibles teneurs en Al_2O_3 et CaO des méta-arénites peuvent être mises en relation avec une carence originelle en plagioclases des sédiments dont elles dérivent. Comme il a été suggéré ci-dessus, l'altération sous-marine des gabbros, transformant les plagioclases en argiles, et le tri minéralogique intervenant lors du transport sont probablement responsables de cette carence.

Les teneurs élevées en MgO de certaines méta-arénites, peuvent être expliquées par une concentration en olivine d'origine gabbroïque - provenant par exemple de troctolites - ou par une pollution en éléments détritiques dérivant de matériel ultrabasique. Cette hypothèse est confirmée dans le cas de deux échantillons (CM4j, CM5f), pour lesquels, les fortes teneurs en MgO s'accompagnent de taux élevés de Cr et Ni, suggérant ainsi une contribution sédimentaire de minéraux tels que les olivines (riches en Ni), et les spinelles chromifères. Corrélativement, les échantillons présentant des teneurs faibles en MgO (entre 5 et 11 %) sont pauvres en Cr et Ni. Dans notre hypothèse, ces caractères seraient liés à la faible concentration, dans les sédiments initiaux, des spinelles et olivines.

Notons, toutefois, que les échantillons CM2'e, f et g ne présentent pas de corrélation positive entre les teneurs en Mg, Cr et Ni. Ces caractères géochimiques ne semblent pouvoir être expliqués de façon simple par la mise en jeu de processus uniquement sédimentaires.

* LES COUSSINS DE LAVE, LES BRECHES BASALTIQUES ET LES HYALOCLASTITES

Description

Les coussins de lave forment la totalité de la paroi du massif (fig. 39). Ils sont généralement peu déformés. Leur diamètre peut atteindre 2 m. Ils présentent une zonation identique à celle reconnue par Mével (1975) dans les coussins du Chenaillet. La zone corticale contient d'abondantes varioles dont la taille peut dépasser le centimètre. La zone sphérolitique claire se distingue de la zone centrale plus sombre. Au microscope, ces roches montrent, en proportions variables, les minéraux classiques de l'assemblage des prasinites.

À la base de la paroi, ces coussins sont placés à des brèches basaltiques, à matrice parfois carbonatée, mais le plus souvent constituée de méta-hyaloclastites localement exemptes de déformation. Les éléments de ces brèches, de taille centimétrique à décimétrique, aux contours anguleux, peuvent présenter des bordures variolitiques. Leur couleur est tantôt sombre, tantôt anormalement claire.

L'aspect en puzzle de certains échantillons de brèche montre que la fracturation s'est effectuée sur place (fig. 50). Ces brèches volcaniques, à matrice de hyaloclastite se sont donc mises en place in situ, lors de la trempe et de la fracturation de la lave.

Les hyaloclastites, bien conservées, méritent une description détaillée. À l'œil nu, dans une pâte uniformément claire, on y observe de nombreux fragments anguleux de quelques millimètres, à arêtes parfois concaves, de teinte verte à jaune et bordés d'un fin liseré blanc. La morphologie de ces corps est comparable à celle des écharde de verre contenues dans les hyaloclastites du Chenaillet (Vuagnat et Pusztaszeri, 1965). Ces anciens débris vitreux voisinent ici avec de minuscules éclats de lave et de bordures de coussins.

Au microscope, la matrice baignant ces éléments apparaît composée d'un feutrage de petites baguettes d'actinote et de glaucophane, noyées dans de grandes plages d'albite et de chlorite. La composition minéralogique des anciennes écharde de verre est identique à celle des anciennes zones vitreuses des coussins de lave : albite, chlorite, actinote et épidotes forment un fond confus sur lequel se surimpose un feutrage de leucoxènes.

Comme l'avaient déjà souligné Vuagnat et Pusztaszeri (1965) à propos du Chenaillet, il existe ainsi, une similitude entre les compositions minéralogiques des fragments de coussins, des débris vitreux et de la pâte clastique qui les englobe.

Analyses géochimiques des coussins et des fragments de coussins : discussion.

Les analyses géochimiques sur roche totale effectuées sur les coussins et les fragments sombres ou clairs contenus dans les brèches d'éclatement sont reportées dans le tableau 6. Les différences de composition chimique apparaissant entre les fragments clairs d'une part, et les fragments sombres et les coussins d'autre part, sont importantes. Ceci justifie que le problème de l'origine des fragments clairs soit posé.

- Les analyses de coussins et des fragments sombres sont comparables à celles de



Fig. 50 .- Les brèches de coussins à matrice de hyaloclastites : détail des quatre faces d'un même échantillon (dessin O. Le Mer).

basaltes tholéitiques océaniques. Les teneurs en TiO_2 (de 1,27 à 1,47 %), Cr (de 261 à 354 ppm) et Ni (de 91 à 141 ppm) s'inscrivent dans le domaine usuel des valeurs des MORB. Il en est de même pour les teneurs en SiO_2 , FeO et MgO.

- Les analyses des fragments clairs s'éloignent des compositions présentées ci-dessus ; par rapport à celles-ci, elles montrent en effet (tableau 6) :

- . des teneurs en SiO_2 , MgO et Ni plus faibles ;
- . des teneurs en Al_2O_3 et CaO plus élevées.

Du point de vue minéralogique, ces teneurs particulières se traduisent par un développement important de l'épidote.

Deux origines possibles peuvent être proposées pour ces fragments :

- . soit il s'agit de débris de roches cumulatives riches en plagioclases calciques ;
- . soit il s'agit de fragments basaltiques semblables aux précédents ayant subi un lessivage au cours de processus d'altérations hydrothermales ou de basse température.

L'absence de textures cumulatives reliques dans ces fragments permet d'éliminer la première hypothèse ; la seconde est confirmée par de nombreuses observations. Certains fragments clairs présentent encore des varioles, il s'agit donc d'anciens débris de coussins. Au sein d'un même élément des brèches, on observe parfois le passage continu d'une zone de teinte sombre à une zone de teinte claire. Enfin, un échantillon de coussin, récolté en éboulis, présente un réseau de fractures découpant la roche en éléments parallélépipédiques. Chaque élément est zoné et montre une bordure jaune, enrichie en épidote, d'aspect identique à celui des fragments clairs des metabrèches.

L'origine de tels fragments doit donc être recherchée dans le démantèlement de coussins de lave qui auraient subi, après leur mise en place, une altération dont les mécanismes devront être précisés. Le développement de l'épidote pourrait faire penser qu'il s'agit de processus hydrothermaux.

4. La nature et l'origine des prasinites stratiformes. Apports de l'étude détaillée des méta-brèches basaltiques du Mont Arbanier.

a. Les prasinites stratiformes : coulées ou niveaux volcanodétritiques ?

Les prasinites sont des metabasites étroitement liées aux Schistes lustrés ophiolitifères. Souvent vigoureusement déformées, elles montrent des paragenèses métamorphiques à albite, chlorites, amphiboles vertes et bleues, épidotes, calcite, quartz, et micas blancs. Elles sont connues sous un faciès massif ou rubané, dû, dans ce cas, à la répétition de lits millimétriques où prédominent alternativement les amphiboles et les épidotes (Novarese, 1893 ; Franchi, 1894, 1902 ; Nicolas, 1966 ; Dal Piaz, 1971 ; Elter, 1971 ; Bocquet, 1974 ; Piccardo et al., 1979). Les ovaridites, qui sont une variété de prasinites, renferment presque exclusivement des chlorites et de l'albite. Elles appartiennent au groupe des prasinites s.l.

Pour clarifier au mieux les débats et simplifier la nomenclature, nous n'employons le terme "prasinites" que pour désigner des roches dont les textures originelles sont apparemment effacées. Ainsi, si d'anciens coussins de lave ou d'anciennes brèches basaltiques sont bien des prasinites, au sens minéralogique du terme, nous les appellerons plus simplement méta-pillows ou méta-brèches basaltiques. Il en va de même pour les diabases, les gabbros, les microgabbros, etc ...

Le débat, déjà ancien, concerne l'origine des prasinites s.l. interstratifiées au sein des séquences de calcschistes, et dont l'origine ne peut être simplement déterminée par l'observation des textures mésostructurales. De nombreux auteurs se sont heurtés à ces difficultés, sans toutefois y consacrer des travaux exhaustifs. Ainsi trouve-t-on dans la littérature, quelques mentions de ces problèmes (voir notamment Nicolas, 1966 ; Elter, 1971 ; Caron, 1977, p. 132 ; Robert, 1979 ; Lagabrielle, 1982). Dans la plupart des cas, les auteurs hésitent entre une origine soit purement volcanique (coulées massives ou pyroclastites), soit sédimentaire (anciens sables et grès basaltiques).

La formation du Bric Bouchet se caractérise en partie par l'abondance de ces prasinites et ovaridites stratiformes. Nous avons déjà montré que l'origine sédimentaire de certains de ces horizons, notamment les plus minces, ne faisait aucun doute (Lagabrielle, 1982 ; Lagabrielle et Cotten, 1984). Nous les avons interprétés comme des dé-

pôts turbides de matériel détritique basaltique, voire localement gabbroïque. Cette interprétation, valable pour des niveaux dont la puissance n'excède pas quelques décimètres, ne peut être étendue d'emblée aux horizons d'épaisseur plurimétrique. Pour ces derniers, en effet, une origine volcanique doit être envisagée, ces roches pouvant représenter d'anciennes coulées, ou même d'anciens sills. Rappelons que l'absence de texture originelle relique ne permet pas, sur le terrain, de trancher définitivement entre telle ou telle hypothèse.

b. Les acquis antérieurs.

En 1984 (Lagabrielle et Cotten, 1984), nous précisons les données publiées antérieurement (Lagabrielle, 1982). Ces données peuvent être résumées dans les termes suivants.

- Les prasinites stratiformes de la formation du Bric Bouchet, étudiées aux alentours du massif du même nom, forment des niveaux dont l'épaisseur varie de quelques millimètres à quelques mètres. Les horizons d'épaisseur métrique sont continus sur plusieurs centaines de mètres de distance (fig. 35). Les niveaux millimétriques se présentent toujours en alternance répétée avec des marbres, des calcschistes, des chloritoschistes, des quartzites phylliteux ; ils apparaissent progressivement, par enrichissement de l'encaissant en albite, chlorites, amphiboles. Lorsque les bancs sont épais de quelques mètres, le contact avec les calcschistes voisins est soit tranché, soit constitué de "schistes prasinitiques", soit, enfin, progressif et consistant en quelques niveaux centimétriques de prasinites apparaissant au sein des calcschistes.

L'étude géochimique de ce matériel a permis de séparer les prasinites en deux lots :

1. celles dont les compositions géochimiques sont voisines des analyses de basaltes tholéitiques de type MORB ;
2. celles dont les compositions géochimiques s'éloignent des analyses de MORB par l'existence d'anomalies dans les teneurs d'un ou de plusieurs éléments chimiques (Cr, Ni, Fe, Mg, K ...).

Les prasinites du second groupe ont ainsi été interprétées comme d'anciens niveaux de microbrèches ou de grès basaltiques, les anomalies de composition étant regardées comme un reflet possible de l'origine volcano-détritique de ce matériel.

Dans les prasinites du premier groupe, nous distinguons d'une part, les niveaux peu épais (épaisseur inférieure au mètre), d'origine sédimentaire probable et de même composition que les basaltes dont ils dérivent (basaltes reconstitués ou tuffites), et d'autre part, les horizons plus épais, alors interprétés comme des métacoulées.

Les données nouvelles relatives à l'âge, au contenu et à la signification de la formation du Bric Bouchet (voir ci-après), nous conduisent maintenant à douter fortement de l'existence de méta-coulées interstratifiées dans les calcschistes de cette formation. Le travail réalisé sur le Mont Arbancier et dont nous présentons les résultats ci-dessous, sans apporter de solution définitive au problème de l'origine de toutes les prasinites stratiformes du Queyras, montre néanmoins qu'il peut exister des horizons prasinitiques d'épaisseur plurimétrique dont l'origine est exclusivement sédimentaire.

c. Les méta-brèches basaltiques et les prasinites du Mont Arbancier. Etude texturale et géochimique.

* INTRODUCTION

Pour confirmer l'interprétation proposée en 1984 (Lagabrielle et Cotten, 1984) et liant l'existence d'anomalies géochimiques à l'origine sédimentaire de certaines prasinites, il apparaît nécessaire d'effectuer une série d'analyses sur des roches dont l'origine détritique est indiscutable. Il s'agit ainsi de s'assurer que les compositions chimiques de roches détritiques basaltiques indubitables présentent des anomalies comparables à celles de prasinites dont l'origine sédimentaire a été envisagée, sans preuve d'ordre textural.

Les prasinites du Mont Arbancier, massif jusqu'alors inexploré, constituent à cet égard un matériel intéressant. On observe, en effet, sur cette montagne, le passage latéral et progressif entre des prasinites litées typiques et des brèches basaltiques monogéniques peu déformées par endroit. Comme le montrera l'étude développée ci-après, ces roches présentent, par rapport à des basaltes tholéitiques, des anomalies géochimiques dont l'ampleur est comparable à celles déjà mises en évidence sur certaines prasinites de la formation du Bric Bouchet (Lagabrielle et Cotten, 1984). La

signification qu'il convient d'accorder à ces anomalies est discutée ci-dessous. Nous empruntons pour cela de larges extraits d'un travail déjà publié (Lagabrielle et Polino, 1985).

* LES OBSERVATIONS

Le Mont Arbancier (2706 m) est situé en rive droite du Guil, à l'Est de l'Echalp (fig. 17). Il est formé par l'affleurement d'une lame stratiforme de prasinites, d'environ 40 m d'épaisseur, de pendage général vers l'Ouest, en contact normal à sa base et à son sommet, avec des calcschistes (fig. 51). Les déformations plicatives qui affectent les prasinites sont essentiellement concentrées dans la partie sommitale du massif, c'est là également qu'apparaissent les faciès lités les plus typiques. Les faciès bréchiques, bien conservés, se rencontrent au cœur de la masse principale des metabasites.

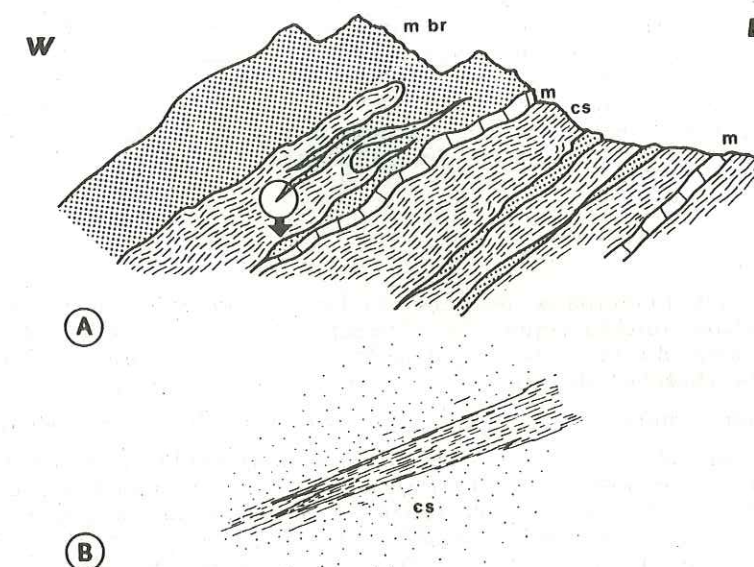


Fig. 51.- Le Mont Arbancier.

A. Coupe schématique (voir également fig. 34)

B. Détail d'un pli précoce affectant les prasinites.

m. marbres

cs. calcschistes

m.br. metabrèches basaltiques et prasinites litées.

. Les metabrèches.

Dans les secteurs préservés des déformations, les metabrèches apparaissent constituées par l'accumulation de fragments de roches basiques mêlées à quelques clastes carbonatés. Les éléments sont de taille centimétrique à décimétrique et de forme indifféremment arrondie ou anguleuse (fig. 52). Parmi les clastes les plus volumineux (de 20 à 30 cm), on reconnaît localement les fragments de coussins de lave. Ces derniers voisinent à côté d'éléments dont les structures magmatiques primaires ne sont plus reconnaissables mais dont l'origine basaltique, et probablement tholéitique, est la plus vraisemblable. L'aspect de ces clastes ne diffère en effet en rien, de celui des prasinites massives caractéristiques de ces régions, considérées par l'ensemble des auteurs comme d'anciennes diabases ou d'anciens épanchements basaltiques (Nicolas, 1966 ; Elter, 1971 ; Dal Piaz, 1971 ; Caron, 1977) et dont l'affinité tholéitique est localement établie (Lombardo et al., 1978 ; Piccardo et al., 1979 ; Lagabrielle et Cotten, 1984). Le bon état de conservation des roches constituant la partie centrale du massif nous permet également de conclure à l'absence de débris de gabbros lités, de gabbros isotropes, ou de roches plutoniques plus différenciées, au sein de tous les

affleurements visités.

La matrice des brèches est elle-même de composition basique - elle revêt un aspect prasinitique - mais présente localement des zones enrichies en carbonates. Son importance volumétrique est toujours assez faible (moins de 20 % du volume total de la roche). Les éléments qu'elle supporte ne sont pas jointifs (clastes supportés par la matrice) (fig. 52). Aucun granuloclasement clair n'a pu être mis en évidence bien qu'un litage très grossier se dessine parfois sur quelques affleurements.

Au microscope, les éléments comme la matrice présentent des paragenèses typiques des prasinites ou des ovardites, micas blancs et quartz y sont toutefois rares.

La matrice se distingue souvent des clastes par une abondance plus grande en un ou plusieurs minéraux. Certaines zones sont ainsi enrichies en épidotes (matrice claire) ou en amphiboles bleues (matrice sombre) ; néanmoins, les limites entre éléments et matrice, visibles sur l'échantillon, s'estompent parfois à cette échelle d'observation.

. Des metabrèches aux prasinites litées.

Un passage progressif s'observe entre les termes peu déformés et les prasinites litées (fig. 52). Il s'effectue par l'intermédiaire de brèches fortement étirées dans lesquelles les clastes pluricentimétriques encore reconnaissables sont aplatis et cisailés alors que le fond de la roche prend un aspect finement rubané. Certaines prasinites litées de ce massif paraissent ainsi trouver leur origine dans l'étirement extrême des brèches basaltiques. Toutefois, localement, on ne doit pas écarter l'origine primaire d'un tel litage. Il pourrait témoigner de l'accumulation en couches successives de matériel volcanoclastique de granulométrie fine, interstratifié au sein de la série des brèches.

. Formation des brèches.

A priori, deux mécanismes principaux peuvent conduire à la mise en place d'un tel matériel : une fracturation autoclastique ("éclatement" de coussins de lave) ou un dépôt sédimentaire gravitaire du type des écoulements de débris remaniant des produits volcaniques préfracturés (brèches de coussins, coulées plus massives, etc ...).

Deux faits essentiels nous conduisent à retenir l'intervention du second mécanisme.

- Dans les brèches considérées ici, les éléments reconnaissables provenant de coussins de lave sont en faible quantité et la matrice ne présente pas l'aspect très caractéristique de celle des brèches d'"éclatement" connues dans la région, au Chénaillet (Vuagnat et Puztaszeri, 1965 ; Mevel, 1975 ; Bertrand et al., 1982) ou à la Crête Mouloun (comme ci-avant). On ne rencontre en effet ni anciennes échardes de verre, ni fragments desquamés d'écorce de pillows, ni agglomérats de varioles, ni horizons de hyaloclastites.

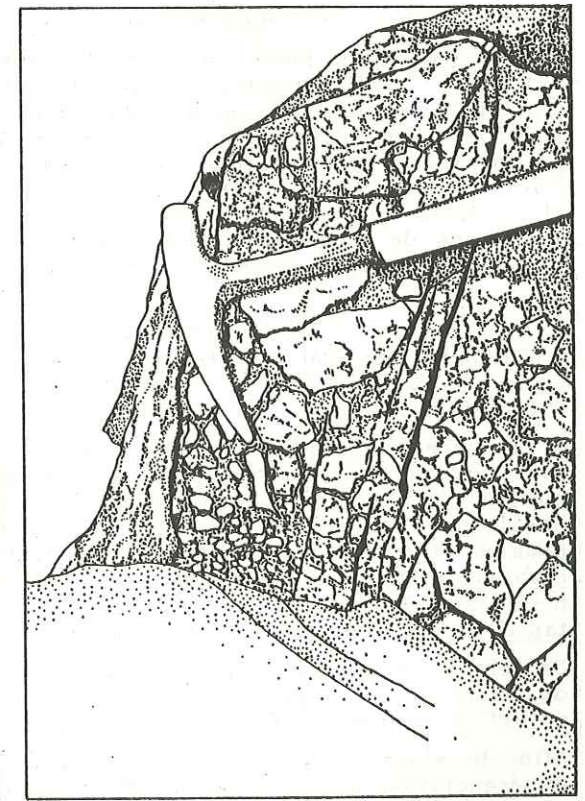
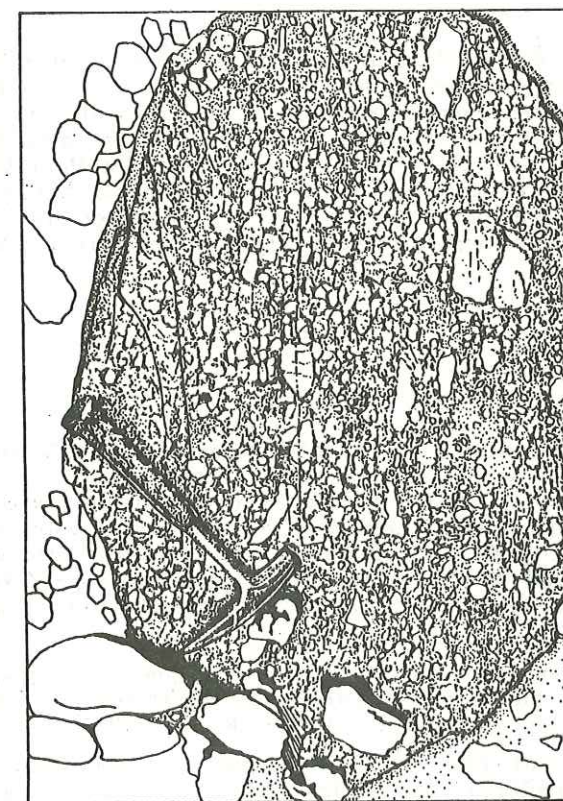
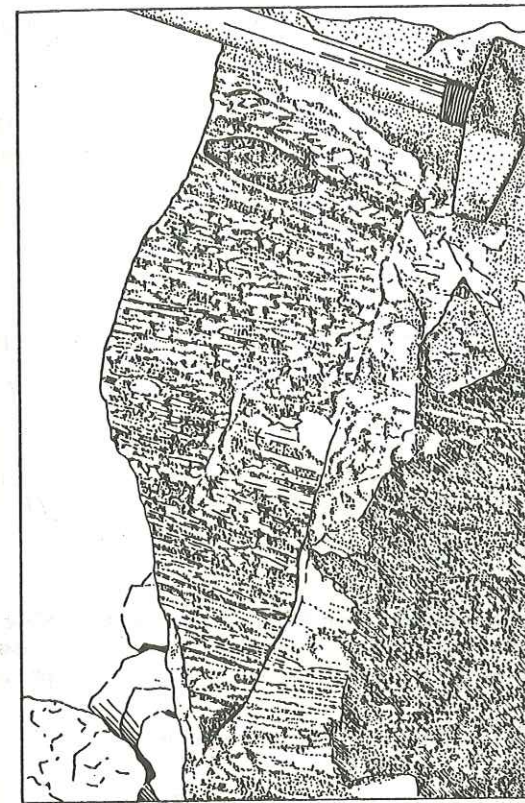
- Les brèches du Mont Arbancier ont subi un remaniement et un transport. Des éléments plus ou moins arrondis voisinent en effet, à côté d'éléments plus anguleux de provenance vraisemblablement différente. Le transport a permis en outre l'incorporation de fragments de roches carbonatées au sein du matériel basaltique. Ajoutons que ces brèches ressemblent aux olistostromes des séries de flyschs créacés et éocènes de l'Apennin (Abbate et al., 1970).

Ces différentes observations et remarques conduisent finalement à admettre que les prasinites du Mont Arbancier dérivent d'anciens niveaux formés par l'accumulation sédimentaire rapide de matériel détritique basaltique. La matrice qui supporte les éléments volcaniques est elle-même de composition basique, comme le montrent ses paragenèses métamorphiques actuelles. A l'origine, il pouvait s'agir par exemple, de sables basaltiques provenant d'une fracturation plus poussée du matériel constituant les éléments des brèches.

* ETUDE GEOCHIMIQUE DES PRASINITES - PRESENTATION - METHODE.

Comme nous le verrons ci-après, les compositions chimiques des brèches peu déformées et des prasinites litées (qui correspondent à leurs équivalents plus étirés ou de granulométrie initiale plus fine) s'écartent plus ou moins nettement des compositions de basaltes tholéitiques des Alpes et de l'Apennin.

Nous proposons de cerner l'ampleur et les caractères de ces anomalies en tenant compte au mieux de l'histoire complexe dont ces roches portent la trace. Les écarts de compositions ainsi enregistrés peuvent en effet être originels (acquis dès la genèse de la roche : caractères magmatiques primaires, conséquences des altérations, de la



Quelques faciès des metabrèches basaltiques de l'Arbancier (dessins d'après photographies).

A-B : Metabèche basaltique à éléments anguleux ou arrondis, généralement non jointifs, supportés par la matrice, elle-même de composition basique.

C : Metabèche très étirée passant à une prasinite litée. Quelques éléments détritiques à droite du croquis sont encore reconnaissables.

Fig. 52 . -

spilitisation et des mélanges sédimentaires) et/ou secondaires (apparues lors de l'histoire métamorphique).

L'importance éventuelle des anomalies sera testée en considérant également le comportement d'analyses de basaltes tholéitiques métamorphiques provenant de la même région.

Les écarts de composition seront visualisés sur un graphique adapté à ce problème spécifique. Ce diagramme de discrimination a été utilisé ensuite pour rendre compte de l'existence d'anomalies que présentent d'autres niveaux parfois beaucoup plus déformés et dont la texture originelle a pu être totalement effacée, suggérant ou confirmant ainsi leur origine volcanodétritique (voir Lagabrielle et Polino, 1985).

. Les termes analysés.

14 échantillons ont été analysés dans les faciès lités et dans les faciès bréchiques plus ou moins déformés. Dans ces derniers, n'ont été prélevés que des échantillons de brèches monogéniques (sans clastes carbonatés) présentant des éléments mesurant de 1 à 5 cm souvent étirés (6 échantillons).

Les analyses chimiques ont été réalisées au Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Bretagne Occidentale, par émission ou absorption atomiques (tableau 7).

. Les éléments de comparaison.

Les anomalies éventuelles de composition sont détectées par rapport à un ensemble d'analyses de basaltes provenant de domaines paléogéographiques identiques ou voisins de celui d'où sont issus les Schistes lustrés piémontais. Les analyses utilisées proviennent ainsi :

1. de l'Apennin (Ligurie, Toscane, Emilie : 51 analyses, Beccaluva et al., 1979 ; Ferrara et al., 1976) ;
2. du massif du Chenaillet (Mével, 1975 ; Bertrand et al., 1982) : 18 analyses. Seules, les analyses de basaltes massifs ou de coeurs de pillows ont été retenues pour cette comparaison.

. Contrôle des effets du métamorphisme.

Le métamorphisme jouant incontestablement le rôle de transporteur de matière au moins à l'échelle millimétrique, on doit s'assurer que les anomalies de composition des metabrèches ne sont pas simplement dues à des remobilisations se produisant lors du métamorphisme. Pour cela, les données de l'Apennin seront confrontées à des analyses réalisées sur des basaltes (metapillows) et des diabases métamorphiques du Mont Viso (faciès éclogitique) situé à proximité immédiate du Mont Arbancier (Lombardo et al., 1978). Les résultats présentés plus loin permettent ainsi de s'assurer que les variations de composition induites par le métamorphisme sont négligeables par rapport aux anomalies que présentent les metabrèches.

* DISCUSSION DES ANALYSES GEOCHIMIQUES

. Présentation

A première vue, les termes analysés ne présentent pas tous d'importantes différences avec des basaltes tholéitiques typiques plus ou moins spilitisés. Cette absence de variations spectaculaires se comprend, puisqu'il s'agit de roches dérivant de matériel basaltique (tableau 7). Toutefois, des écarts assez importants entre les teneurs minimales et maximales en MgO , CaO , Al_2O_3 , K_2O et TiO_2 doivent être notés. Cette variabilité confère à cette population relativement restreinte d'analyses un aspect très hétérogène en regard, par exemple, des analyses de basaltes de l'Apennin ou de metapillows du Mont Viso (voir ci-dessous).

De tels écarts, notamment ceux des alcalins, peuvent se rencontrer dans les analyses de basaltes spilitiques ; par contre, les anomalies positives et négatives en Al_2O_3 et MgO y sont moins fréquentes (Vallance, 1960 ; Amstutz, 1974 ; Rocci, 1978).

Afin de s'assurer que ces anomalies ne sont pas explicables par des processus de différenciation magmatique et de façon à isoler un à un les éléments chimiques dont les variations sont les plus importantes, les analyses considérées sont portées dans une série de diagrammes montrant les évolutions magmatiques des basaltes de référence.

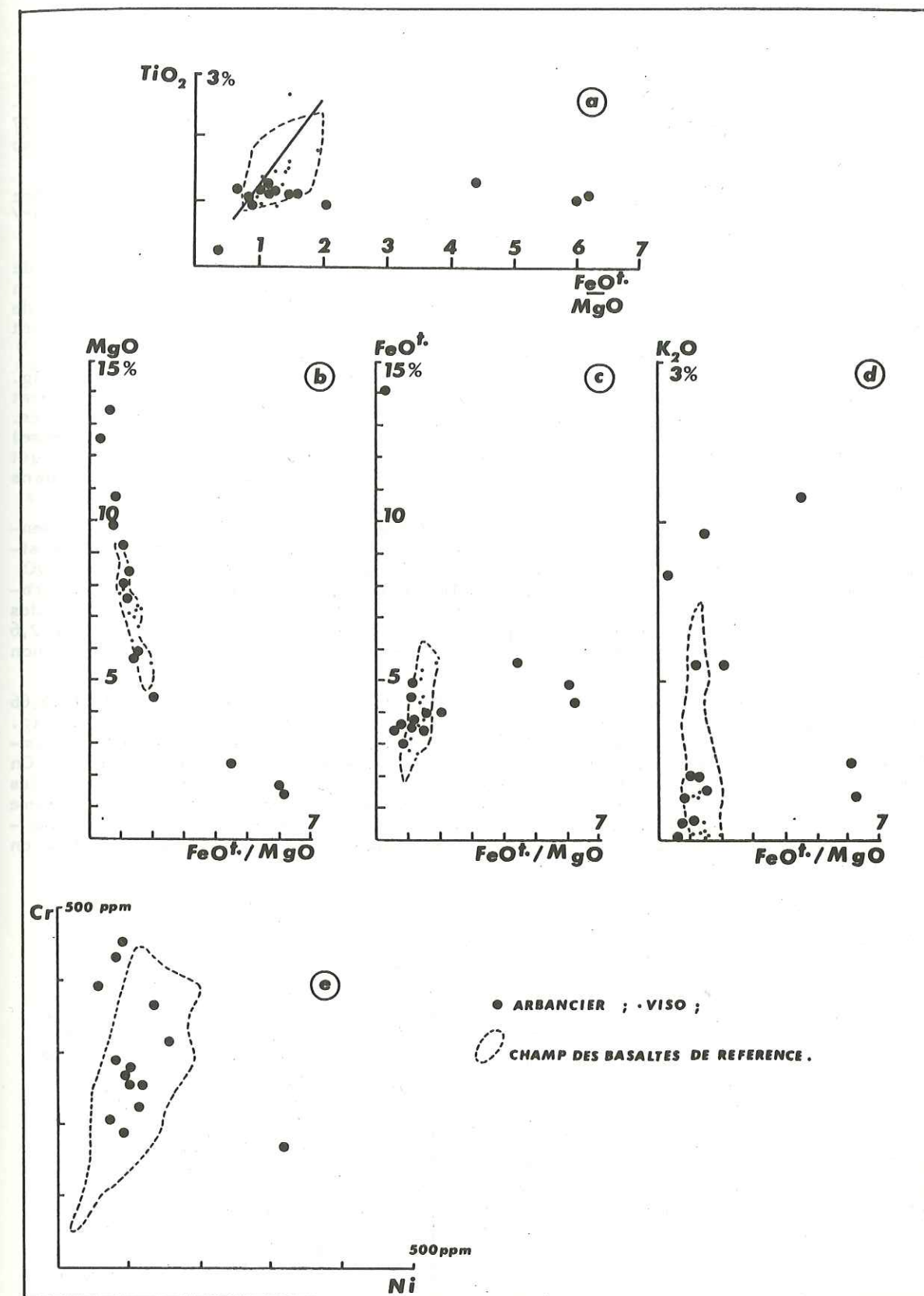


Fig. 53 .- Diagrammes géochimiques.

a, b, c, d : pourcentages comparés de différents oxydes en fonction de FeO^*/MgO , pour les prasinites de l'Arbancier, les metabasalts du Mont Viso et les basaltes de référence (Apennin et Chenaillet), (a, b, c, diagramme de Miyashiro, 1974). FeO^* = Fer total en FeO . e : teneurs comparées en Ni et Cr des prasinites de l'Arbancier et des basaltes de l'Apennin.

. Position des analyses par rapport à des lignées de différenciation.

1. Les teneurs en TiO_2 des laves tholéitiques augmentent théoriquement avec la différenciation magmatique représentée par le rapport FeO^*/MgO (1) (fig. 53a). Cette relation est respectée par les laves de l'Apennin et du Chenaillet (Ferrara et al., 1977 Bertrand et al., 1982) ; elle est également suivie par les métavolcanites du Mont Viso (Lombardo et al., 1978).

Les analyses des metabrèches de l'Arbancier s'écartent nettement de cette tendance tholéitique générale, certaines d'entre elles montrant notamment des rapports FeO^*/MgO élevés pour des teneurs en TiO_2 faibles.

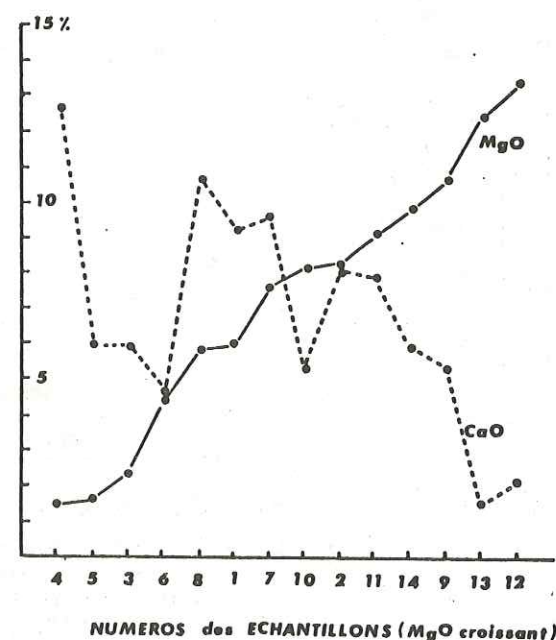
2. Les anomalies en MgO se lisent nettement dans le diagramme MgO, en fonction de FeO^*/MgO . Le champ des laves, qui contient également les analyses du Viso, est bien circonscrit et correspond à une nette décroissance du MgO en fonction de l'indice de différenciation. 9 analyses de brèches sortent de ce champ ; elles se caractérisent ainsi par un excès (jusqu'à 13 %) ou un déficit (jusqu'à 1 %) en MgO (fig. 53b).

3. Le diagramme complémentaire du précédent et utilisant le FeO^* en ordonnée (fig. 53c) montre, là encore, le comportement convenable des analyses du Mont Viso dont les points représentatifs s'inscrivent dans le champ des basaltes non métamorphiques. On y voit, en outre, que les taux en FeO^* des metabrèches (mis à part une analyse) sont semblables à ceux des laves. Cet élément n'est donc pas discriminant, ce qui permet de mettre clairement en avant la responsabilité du pourcentage en MgO dans les écarts pris par la variable FeO^*/MgO .

4. Dans le diagramme K_2O en fonction de FeO^*/MgO (fig. 53d), les points représentant les laves métamorphiques se rassemblent dans un champ bien défini dont la signification pétrologique n'est pourtant pas claire. La dispersion des valeurs en K_2O est probablement due aux effets de la spilitisation ou de l'altération basse température. Néanmoins, trois analyses de metabrèches se situent clairement en dehors des valeurs moyennes et se caractérisent par des taux élevés en K_2O (supérieurs à 2,6 %). De tels taux s'écartent nettement de la teneur moyenne en K_2O des spilites non potassiques (Vallance, 1960).

5. Les variations en CaO des metabrèches sont plus importantes (entre 1,53 % et 12,66 %) que celles des laves métamorphiques et non métamorphiques (entre 6 et 13 %) (fig. 54). Cette différence rend compte du comportement du calcium dont la mobilité est importante lors des altérations haute et basse température (Donnelly et al., 1979). On doit noter cependant une certaine corrélation inverse dans les metabrèches entre les % en MgO et CaO. Ce dernier diminue lorsque les taux de MgO augmentent, la somme $\text{CaO} + \text{MgO}$ restant globalement constante. Ce type de relation est la traduction chimique de différences existant au niveau minéralogique entre les prasinites riches en épidote et les ovaridites riches en chlorite.

Fig. 54 .- Teneurs comparées en CaO et MgO des prasinites de l'Arbancier. Les échantillons (chiffres en abscisse) sont rangés en fonction du pourcentage en MgO croissant.



(1) FeO^* : Fer total en FeO .

6. Dans la Série de type Bric Bouchet, définie sur un secteur voisin (Lagabrielle, 1982), les teneurs en Cr et Ni des prasinites montrent des variations importantes (Lagabrielle et Cotten, 1984), on peut s'attendre logiquement à ce que de tels écarts apparaissent dans les metabrèches de l'Arbancier. En fait, seuls quatre points représentatifs de ces analyses sortent du champ défini par les basaltes de l'Apennin et dans lequel sont représentées les évolutions simultanées des taux de Cr et Ni (fig. 53e).

. Etablissement d'un diagramme représentatif des anomalies.

Les diagrammes décrits ci-dessus permettent de sélectionner un certain nombre d'éléments géochimiques discriminants. Les variations anarchiques de ces éléments, qui ne suivent pas de loi magmatique, révèlent les caractères particuliers des compositions des metabrèches. Ces éléments sont : Ti, Mg, K, Ca. Deux autres éléments, Si et Al, peuvent être considérés comme faiblement discriminants. Leur variabilité au sein des metabrèches n'est pas spectaculaire, mais certaines valeurs atteintes par Al_2O_3 , par exemple, sont inhabituelles pour des basaltes tholéitiques (21,11 %).

Une représentation sous forme de diagramme ternaire où seront placés les points représentant les basaltes et les prasinites de l'Arbancier semble la mieux adaptée pour rendre compte des variations simultanées des éléments discriminants. Les pôles du diagramme retenu ont été choisis en tenant compte d'une contrainte majeure : le champ représentatif des basaltes et des metabasalts doit être le plus restreint possible, de façon à faire ressortir aisément les compositions anormales.

Les sommets finalement choisis sont : SiO_2 , $\text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$, $10 \times (\text{TiO}_2 + \text{MgO})$. Dans le diagramme ainsi défini, les basaltes non métamorphiques occupent un champ de faible superficie au sein duquel s'inscrit le domaine des basaltes métamorphiques (fig. 55).

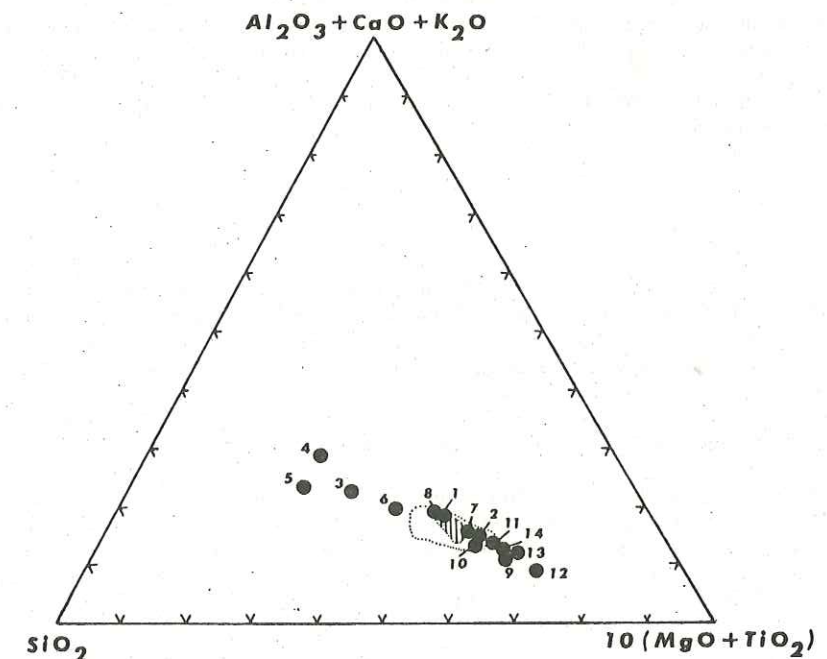


Fig. 55 .- Diagramme triangulaire de discrimination.

Pointillés : champ des basaltes de référence (Apennin et Chenaillet = 78 analyses). hachuré vertical : champ des metabasalts du Viso.

On notera le caractère circonscrit du champ des basaltes et metabasalts de référence et la dispersion présentée par les analyses des metabrèches et prasinites de l'Arbancier.

. Discussion : origine des anomalies et limites de la méthode.

Dans le diagramme de la figure 55, les points représentant les analyses des metabrèches et des prasinites se répartissent en deux familles :

- Un premier groupe se situe dans le champ des basaltes de référence ou à sa limite (analyses 1, 2, 7, 8, 10, 11). On peut avancer, comme le montraient d'ailleurs les observations de terrain, que les brèches concernées sont constituées de clastes et d'une matrice de composition basaltique. Le remaniement sédimentaire n'a pas introduit de perturbations notables dans la composition globale de la roche. Les analyses chimiques confirment ainsi les hypothèses faites sur la nature et l'origine des constituants de ces roches.
- Un deuxième groupe, plus important, sort du champ des basaltes de références pour s'aligner grosso modo le long d'une droite joignant le pôle $10 \times (\text{MgO} + \text{TiO}_2)$ à l'axe $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O})$, (analyses 3, 4, 5, 6, 9, 12, 13, 14). Cette dispersion des points rend compte des écarts de composition chimique dont la cause est à rechercher dans les processus d'altérations et de remaniements sédimentaires. Les anomalies originelles correspondent en effet probablement à des différences de compositions chimiques ayant existé dès la sédimentation, entre les divers éléments détritiques des brèches, mais également entre ces éléments et la matrice. Ces différences éventuelles ont probablement été engendrées :

. par des états de spilitisation ou d'altération plus ou moins avancés des clastes et des particules de roches qui participent à l'élaboration de la matrice, et dont rendent bien compte les variations des taux de CaO et MgO, par exemple ;

. par la présence au sein de la matrice, de particules dont la composition s'éloigne de celles des basaltes : minéraux volcaniques isolés, argiles, boues carbonatées, microfragments de calcaires, de quartz, de radiolarites, etc ...

Les éléments chimiques discriminants utilisés aux pôles du diagramme proposé sont tous soumis aux mobilisations intervenant lors des processus d'altérations haute et basse température (Donnelly et al., 1979), aussi, les regroupements d'oxydes que nous utilisons ne permettent-ils pas de rendre compte de la contribution respective des divers processus intervenant successivement dans la genèse des anomalies. Néanmoins, ces regroupements n'ont pas été effectués au hasard, nous avons en effet rassemblé les éléments chimiques qui auraient pu être contenus ensemble dans un ou plusieurs minéraux étrangers incorporés à la matrice : quartz (SiO_2), argiles, plagioclases, calcite ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O}$), olivines, serpentine, ilménites ($\text{MgO} + \text{TiO}_2$). A altération originelle supposée égale des clastes, on pourrait rendre compte ainsi d'un éventuel apport, par la matrice, de tel ou tel oxyde.

* CONCLUSIONS

Une gamme d'indices variés permet finalement de proposer une origine sédimentaire pour la plupart des prasinites stratiformes de ces régions. Les arguments relatifs à la texture de ces roches, les seuls réellement indubitables, sont malheureusement rares. Les arguments d'ordre géochimique, qui appuient cette interprétation, sont également ponctuels ; tous les niveaux n'ont pu être analysés. Aussi, la généralisation que nous proposons ne pourra pas être prouvée de façon définitive. Elle nous semble néanmoins rendre compte au mieux de nos observations.

Résumons nos interprétations : nous regardons les prasinites stratiformes comme d'anciennes décharges détritiques de sables, graviers et/ou blocs basaltiques (peut-être localement gabbroïques), mises en place par glissement et écoulement gravitaire. Il s'agit donc de "débris-flows" ou "olistostromes"(1) pour les niveaux grossiers, et de turbidites pour les niveaux à texture plus fine. Cette interprétation appelle deux remarques.

- a. Le litage métamorphique observé dans certaines prasinites pourrait être la trace d'une stratification fine, du type de celle caractérisant les turbidites ;
- b. l'absence de texture reconnaissable dans certaines prasinites ne serait finalement que la conséquence de la finesse du matériel sédimentaire.

(1) Au sens défini par Flores (1935) (voir Broquet, 1970), et retenu par Abbate et al., (1970).

5. Conclusions, âge et signification de la formation du Bric Bouchet

a. Age

Dans les travaux antérieurs (Lagabrielle, 1981, 1982 ; Lagabrielle et Cotten, 1984 ; Lagabrielle, Lemoine et Tricart, 1985), nous indiquions qu'en admettant que les prasinites du Bric Bouchet représentent le paléosubstratum océanique, il était logique d'attribuer un âge Jurassique supérieur à Crétacé à la formation du Bric Bouchet. Nous insistions néanmoins sur le caractère atypique de cette série en regard, par exemple, de la succession ligure de Chabrière. Ceci nous conduisait à nous interroger sur la validité de cette attribution stratigraphique.

Les données nouvelles présentées ci-dessus et faisant de la formation du Bric Bouchet le terme ultime d'une série plus complète déposée sur un substratum océanique reconnu nous amènent à modifier ces premières propositions. La position actuelle de cette formation, en continuité stratigraphique avec la formation de l'Alpe Crosenna dont les derniers termes sont attribuables au Crétacé "moyen", nous conduit à voir dans cet ensemble une série de dépôts d'âge Crétacé supérieur.

Pendant que nous reconstruisions ici cette succession lithostratigraphique, des découvertes paléontologiques décisives étaient réalisées plus au Nord, dans les Schistes lustrés du Valais (Suisse) par M. Marthaler (1984). L'auteur, examinant avec attention, de nombreuses plaques minces de calcschistes gréseux, y découvrait des restes de Foraminifères planctoniques, souvent mal conservés, mais dont l'allure générale et certains caractères micropaléontologiques spécifiques sont suffisants pour les rapporter à des formes de Globotruncanidés monocarénés du Cénomaniens, du Turonien et/ou du Sénonien inférieur (détermination M. Caron, Fribourg, in Marthaler, 1984).

Cette découverte relançait vigoureusement l'intérêt pour les calcschistes ; ce qui conduisit Lemoine et al. (1984) puis Marthaler et al. (1986) à découvrir en Queyras (dans l'unité des calcschistes) et dans les couvertures décollées du Dora Maira des faunes de Foraminifères de même âge.

Parallèlement, nous menions des recherches comparables pour parvenir à dater les calcschistes de la formation du Bric Bouchet. Dans des niveaux microbréchiques situés aux alentours du Bric Bouchet, sous la klippe du Pelvas d'Abriès et immédiatement sous l'olistolite de la Roche Mouloun, nous découvrons ainsi quelques restes possibles de Foraminifères planctoniques ankéritisés, dont la taille, la forme et la répartition au sein de la roche sont semblables à ceux déjà décrits par Marthaler (Marthaler, 1984 ; Lemoine et al., 1984 ; Marthaler et al., 1986). Les formes les plus typiques sont présentées sur la planche 1 ; on y reconnaît des profils se rapprochant de ceux des Globotruncanidés monocarénés, évoquant ainsi des formes représentatives du Cénomaniens et du Turonien. M. Marthaler qui a bien voulu examiner quelques unes de ces sections, y a reconnu une faune d'âge céno-mano-turonien à sénonien inférieur possible (première moitié du Crétacé supérieur).

J.F. Raoult (Lille), contacté pour proposer une détermination spécifique de ces faunes éventuelles n'a pas été convaincu par ces découvertes. Pour lui, en effet, il peut s'agir de cristallisations d'ankérite mimant la forme de Foraminifères. Le débat reste donc à l'heure actuelle encore ouvert. Pour nous, la ressemblance entre les formes découvertes ici et celles présentées comme indubitables par Marthaler est pourtant saisissante (1).

Dans l'attente d'une découverte plus convaincante, nous admettons donc que la formation du Bric Bouchet est d'âge céno-mano-turonien à sénonien inférieur probable. Cette attribution est par ailleurs renforcée par la position stratigraphique de cette

(1) A cet argument relatif à la forme générale des fossiles supposés (argument néanmoins insuffisant pour le micropaléontologiste), s'ajoutent deux critères importants :
- la taille des fantômes, qui se situe dans l'ordre de grandeur de celle du test de Globotruncanidés du type des Rotalipores.
- l'agencement et l'abondance des microfossiles, très fréquents au sein des niveaux calcaréo-gréseux, comme le notait Marthaler en 1984.

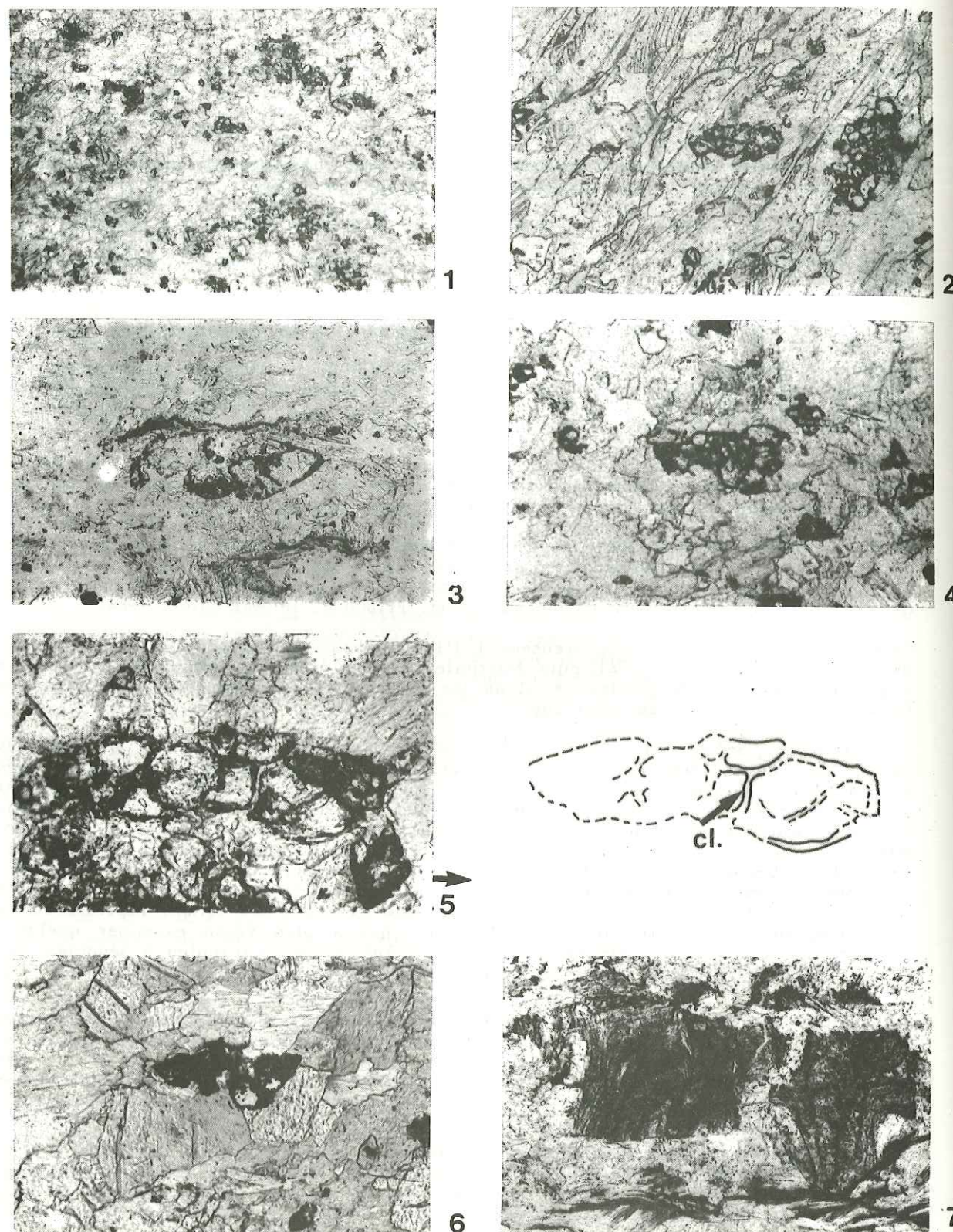


PLANCHE 1 .- Quelques microfaciès de la formation du Bric Bouchet.

- 1: Aspect caractéristique des calcschistes gréseux à débris ankérinitiques, (X16).
 2, 3, 4, 5, 6: Détails des granules d'ankérinites dont certains évoquent la forme de Foraminifères planctoniques, (2: X60; 3: X160; 4: X160; 5: X160, Foraminifère monocaréné ?, cl. cloison probable).
 7: Débris d'une roche déformée, (X150).

formation faisant suite aux schistes noirs de l'Alpe Crosenna évoquant le Crétacé "moyen". Nous verrons que la comparaison de l'ensemble de la série Mirabouc - Bouchet avec certaines séquences apenniniques justifie à nouveau cette proposition.

b. La Formation du Bric Bouchet : un flysch à blocs et olistostromes d'ophiolites

Rappelons les principales composantes de la formation du Bric Bouchet. Parmi les niveaux continus affleurant au sein de calcschistes banals, on reconnaît :

- des marbres, plus ou moins gréseux ou phylliteux, en bancs décimétriques à plurimétriques (ils sont plus fréquents et plus épais vers le haut de la formation) ;
- des quartzites sous faciès variés : quartzites verts phylliteux, quartzites clairs à amphiboles bleues, quartzites albitiques, en banc d'épaisseur métrique ;
- des prasinites ou des ovardites, dont la puissance des niveaux est variable (du millimètre à la dizaine de mètres) ;
- des serpentinoschistes et leurs faciès classiquement associés (talcschistes, chloritoschistes) ;
- d'autres niveaux de composition intermédiaire entre ces divers termes (schistes prasinitiques, calcschistes chloriteux, etc ...).

Ces horizons alternent sans qu'il soit possible de définir une succession type ; les calcschistes plus ou moins gréseux étant toujours largement dominants.

La nature anté-métamorphique de ces divers horizons a été discutée. Les prasinites stratiformes sont regardées comme d'anciennes accumulations sédimentaires monogéniques de détritiques basaltiques (sables, graviers et blocs). Certaines intercalations de serpentinoschistes montrent encore des textures bréchiques reliques (Lagabrielle, 1982). Ceci nous a permis de les interpréter également comme d'anciens écoulements gravitaires de blocs et graviers serpentineux ou, pour les niveaux sans texture visible, comme des siltites et arénites d'ultrabasites (Lagabrielle et Cotten, 1984).

Les calcschistes, qui doivent être considérés comme d'anciens dépôts fins calcaréo-argileux, renferment une composante quartzeuse non négligeable. Il s'agit ainsi, dans la plupart des cas, de véritables calcschistes gréseux. Le quartz y apparaît sous la forme de grains millimétriques dont la répartition donne à la roche un aspect microbréchique.

Des textures détritiques sont parfois bien conservées dans certains niveaux de marbres gréseux. En lame mince, à côté de fantômes possibles de Globotruncanidés, nous avons pu observer des microclastes de forme anguleuse, possédant leur propre structure interne. L'origine de ces éléments déformés avant leur sédimentation n'est pas encore déterminée. Leur provenance océanique n'est pas établie. Ils peuvent dériver, comme le quartz et certaines phyllites, d'une bordure continentale proche.

Ces quelques observations de détail s'ajoutent à l'impression d'ensemble qui se dégage de la formation du Bric Bouchet. La part prise par les remaniements sédimentaires gravitaires (écoulement de débris, courants de turbidités) y est d'évidence importante. Le matériel ainsi sédimenté est d'origine océanique (basaltes, serpentinites), mais également, comme nous l'avons vu, de provenance continentale. Rappelons à ce propos que la ressemblance entre les micaschistes du socle anté-alpin et les micaschistes et quartzites verts phylliteux de cette formation a été notée d'emblée par Caron (1977). L'auteur interprète ces derniers comme des décharges détritiques métamorphisées mimant certaines roches dont ils proviennent (par exemple les micaschistes des socles anté-alpins).

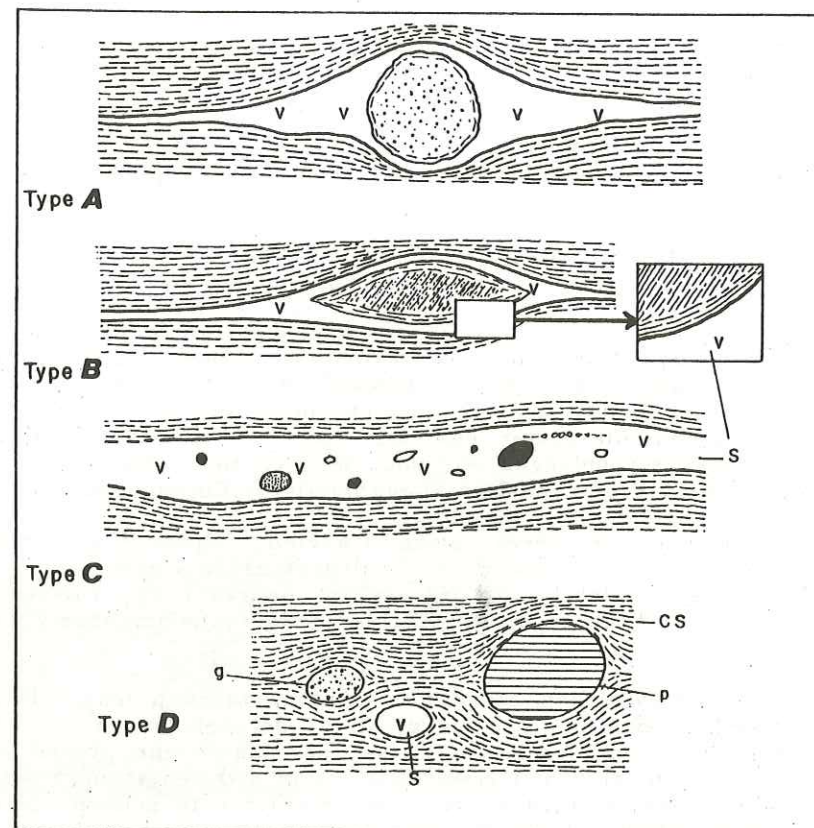
L'aspect rythmique des dépôts, les fréquentes intercalations de coulées d'olistostromes, la présence de faciès microbréchiques au sein des calcschistes, permettent finalement d'attribuer à cette formation le terme de flysch.

L'existence de blocs exotiques de roches vertes (basaltes, gabbros et serpentinites) (1), constitue le second caractère fondamental de cette formation. Les blocs de taille

- (1) Nous ne connaissons que deux blocs de nature métasédimentaire : un bloc de brèches serpentiniteuses à matrice carbonatée (ophicalcites) visible au Col Bouchet (Lagabrielle, 1981) et un bloc de quartzites phylliteux apparaissant sur le versant oriental du Bric Bouchet. Nous n'avons pas rencontré d'élément dolomitique comme Fudral en signalé dans une formation comparable de Haute Maurienne (comm. personnelle).

métrique à plurihectométrique, se répartissent de façon éparses dans la série sédimentaire. Ils sont toutefois plus abondants (mais moins volumineux) au Nord du secteur cartographié. Les blocs les plus imposants sont visibles au Nord du Col d'Urine (méta-pillows et brèches de coussins - Lagabrielle, 1982), à la Tête de Clot Lapierre (serpentinites, basaltes et lambeaux de couverture sédimentaire ; Lagabrielle, 1982), le long du sentier GR58, près du Torrent du Coin des Souches du Colombier (gabbros, prasinites et métasédiments) et à la Crête Mouloun.

Nous avons déjà présenté une tentative de classification de ces olistolites (Lagabrielle et Cotten, 1984). Utilisant les données de terrain obtenues aux alentours du Bric Bouchet, nous distinguons quatre types principaux (fig. 56) :



cs. Calcschistes
p. Prasinites
s. Serpentinites
g. Gabbros

Fig. 56. — Les olistolites de roches vertes dans la formation du Bric Bouchet : principaux types de gisement. Commentaires dans le texte.

Type A : Blocs plurimétriques sphériques, enrobés de serpentinites à structure parfois bréchique.

Il s'agit généralement de gabbros, toujours fortement foliés vers l'extérieur du bloc. Vers l'intérieur, on observe parfois des structures magmatiques extrêmement bien préservées, exemptes de toute déformation. L'enveloppe serpentineuse se prolonge souvent de part et d'autre du bloc, en certains cas elle forme une véritable strate que l'on peut suivre cartographiquement.

Type B : Blocs plurimétriques en amandes, enrobés de serpentinite.

A la différence du type précédent, les gabbros sont ici toujours foliés. On remarque parfois l'existence de deux foliations superposées. La première, interne, d'orientation quelconque, est recoupée (ou réorientée ?) par une seconde, toujours parallèle aux bords du bloc.

Type C : Blocs pluricentimétriques à pluridécimétriques, dans des niveaux serpentiniteux.

Ces blocs, relativement nombreux, se rencontrent toujours dans des niveaux stratiformes serpentiniteux d'épaisseur métrique. Généralement arrondis, ils

se présentent le plus souvent en associations plus ou moins serrées, voisinant avec des nodules décimétriques de chloritites, de glaucophanites, de prasinites, etc ...

Type D : Blocs enchâssés directement dans les calcschistes.

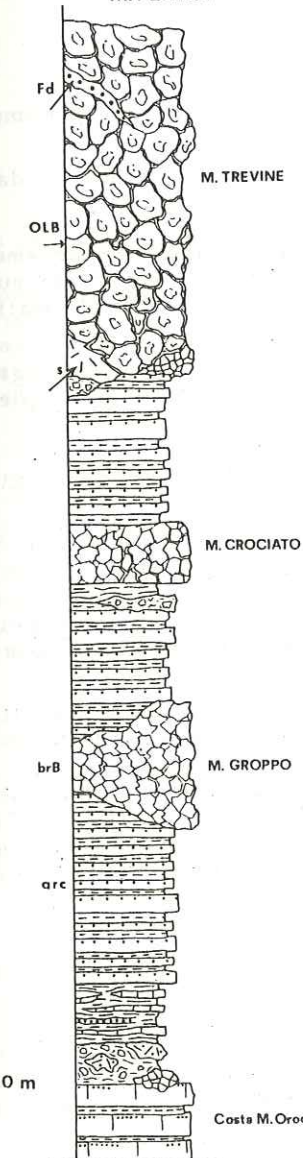
Cette catégorie réunit des blocs de toute nature et de toute taille, dont la forme reste néanmoins toujours celle d'une sphère ou d'un fuseau. Il peut s'agir de serpentinites, de méta-pillows, de prasinites, de gabbros, de brèches de serpentinites.

Toutes les observations concordent finalement pour interpréter la formation du Bric Bouchet comme une séquence flysch, à olistolites, résultant de la sédimentation de produits détritiques fins et grossiers d'origine océanique ou continentale.

Par bien des caractères, cette formation évoque le complexe de Casanova de l'Apennin ligure. Ceci nécessite que l'on présente ici quelques rappels concernant ce dernier ensemble.

c. Le complexe de Casanova de l'Apennin : une référence spéciale pour la formation du Bric Bouchet.

M. OROCCO-M. CROCIATO-M. PENNA



Le complexe de Casanova est une série déritique composite, d'âge crétacé supérieur, d'une épaisseur totale dépassant localement 1000 m (fig. 57). Elle constitue des affleurements de grande étendue, dans l'Apennin septentrional, au Sud-Est de Gênes. Il s'agit d'une séquence de grès carbonatés turbiditiques et d'argiles, associés à des grès et des brèches ophiolitiques de composition basaltique, serpentineuse ou plus rarement gabbroïque. Ces divers constituants alternent selon des proportions variables. Ils sont fréquemment associés à de vastes olistolites d'origine océanique (basaltes dominants, gabbros et serpentinites) (Abbate et Saggi, 1970 ; Abbate et al., 1970 ; Bertini et al., 1977 ; Terranova et Zanzucchi, 1981 ; Naylor, 1982 ; Treves, 1983).

Dans le cadre de notre comparaison, deux faits importants méritent d'être soulignés.

Fig. 57. — Colonne stratigraphique partielle du complexe de Casanova, d'après Terranova et Zanzucchi (1981).

arc. Argiles et grès (turbidites)
brB. Brèches basaltiques (olistostromes)
s. Serpentinites
OLB. Basaltes en coussins (olistolite)
Fd. Filon traversant les basaltes en coussin.

Cette série est comparable à la formation du Bric Bouchet. On y trouve en effet des olistostromes basaltiques (équivalents des prasinites du Bric Bouchet ou de l'Arbancier) et un méga-olistolite de laves en coussin (équivalent des basaltes de la Crête Mouloun), dans une série déritique de type flysch.

1. Les grès et brèches de nature ophiolitique sont interprétés comme des turbidites et des olistostromes (Abbate et al., 1970).
2. Quelques olistolites basaltiques, souvent en forme de lames, atteignent des dimensions kilométriques, certains d'entre eux montrent des lambeaux encore adhérents de leur couverture sédimentaire jurassique (Abbate et al., 1970).

Bertini et al. (1977) font remarquer que les niveaux détritiques ophiolitiques, souvent monogéniques, sont constitués par l'accumulation de fragments anguleux. Ces caractères traduisent pour eux la proximité de la source d'apports. Au contraire, les quartz des niveaux gréseux sont arrondis, ce qui dénote l'intervention d'un transport plus long.

Elter et Raggi (1965), Haccard et al., (1972), Elter et Trevisan (1973), Bertini et al. (1977), Grandjacquet et Haccard (1977), Labesse (1981), et de nombreux auteurs s'accordent pour interpréter le complexe de Casanova comme une séquence détritique élaborée au front de nappes ophiolitiques débitées dans le substratum océanique ligure. L'empilement de ces nappes s'est accompagné de la surrection d'une zone de reliefs immergés, source d'alimentation du matériel ophiolitique : la ride du Bracco (Elter et Raggi, 1965). L'origine des détritiques sialiques est généralement attribuée à l'érosion d'une croûte continentale sud-alpine (voir paragraphe d).

Ajoutons enfin que les rares microfaunes découvertes dans le complexe de Casanova sont des Rotalipores du Cénomanien.

La formation du Bric Bouchet peut ainsi être présentée comme un équivalent métamorphique du complexe de Casanova. Le contenu lithologique et les âges obtenus ou proposés pour ces deux séquences présentent en effet des analogies frappantes.

d. La formation du Bric Bouchet : témoin d'une étape paléo-tectonique océanique importante.

La sédimentation de la formation du Bric Bouchet a pu se développer, à priori, dans deux contextes qui par ailleurs s'excluent mutuellement.

1. Au pied de reliefs sous-marins créés par une tectonique distensive (escarpement de failles normales ou de failles transformantes océaniques) comme cela a été suggéré par Lemoine et Tricart (1979) pour une formation équivalente : la formation du Col Agnel (voir chapitre suivant).
2. Au front de nappes impliquant le substratum océanique, c'est-à-dire en régime compressif, ce qui correspond à l'hypothèse retenue pour la formation du complexe de Casanova par la plupart des auteurs (1).

Notre choix se porte sur la seconde hypothèse. Les arguments essentiels qui l'ont guidé sont les suivants :

1. L'âge retenu pour le dépôt de cette séquence (Cénomanien à Sénonien basal) est celui des grands serrages affectant la partie orientale du domaine océanique téthysien, où la collision s'est amorcée localement. Ce régime compressif, bien reconnu dans les Alpes Orientales, a débuté au Crétacé inférieur (phase austro-alpine) (Tollman, 1966) et s'est poursuivi durant le Crétacé supérieur (phases pré-Gosau, Tollman, 1966 ; Trümpy, 1973 ; Geysant, 1980).
2. Nous savons également que des unités océaniques et continentales situées actuellement le long de notre transversale ou plus au Nord, étaient soumises à cette époque à une tectonique synschisteuse en régime métamorphique de haute pression et même à l'éclogitisation (Dal Piaz et Lombardo, 1985). Ces événements, intéressant de façon synchrone des domaines océaniques (Rocciavre, Lanzo, Zermatt-Saas Fee) et continentaux (Dora Maira, Grand Paradis, Mont Rose ...) ne peuvent se comprendre que si l'on envisage à cette époque des recouvrements tectoniques de grande ampleur.

(1) Seul, à notre connaissance, Naylor (1982) s'oppose à ces conceptions : pour lui, le complexe de Casanova se met en place à la partie distale d'une marge continentale passive.

Il apparaît finalement qu'au début du Crétacé supérieur, le régime tectonique général qui anime le domaine alpin interne est de type compressif. Pour cette raison, nous retiendrons l'hypothèse faisant de la formation du Bric Bouchet, une série à bloc mise en place au front d'unités tectoniques en mouvement.

Il semble ainsi justifié de reprendre, en les appliquant à nos séries métamorphiques, les interprétations proposées dès 1965 par Elter et Raggi pour la formation du complexe de Casanova.

Pour conclure, nous regardons finalement la formation du Bric Bouchet comme une série flyschoidale à alimentation mixte. On y rencontre en effet :

- 1) des olistolites, olistostromes et turbidites ophiolitiques ; la taille parfois imposante des premiers et le caractère assez souvent monogénique des seconds font penser que les reliefs océaniques, sources de ces dépôts, étaient situés au voisinage immédiat des aires de sédimentation ;
- 2) des niveaux acides (quartzites phylliteux, micaschistes ...) et un fond sédimentaire grés-carbonaté continu, diffus, témoignant de la constance des apports continentaux en provenance d'une bordure continentale soumise, elle aussi, à une tectonique compressive. Le domaine sialique tectonisé correspond donc à la ride insubrienne située sur le rebord austro-alpin (voir Elter, 1972) dont le démantèlement a fourni les matériaux sédimentaires que l'on retrouve aujourd'hui dans les conglomérats cénomaniens du "Salti del Diavolo" (Apennin ligure "externe"), dans les grès d'Ostia, dans le flysch du Monte Gottero ...

D. - QUELQUES DONNEES SUR LES DEFORMATIONS ET LE METAMORPHISME

1. Les principales familles de structures plicatives

a) Introduction

Dans son ensemble, l'architecture de l'unité océanique médiane est réglée par un enchaînement de plis hectométriques couchés dont les axes présentent des orientations variables. Dans le secteur du Bric Bouchet, où ils ont été décrits et analysés auparavant (Lagabrielle, 1982), ces plis présentent une direction axiale constante N90 et un déversement apparent vers le Sud. La présence fréquente de figures de reprises a permis de montrer qu'il existait au moins deux générations plicatives superposées baptisées P2 et P3, déformant une foliation métamorphique antérieure.

Les plis à axes E-W sont particulièrement bien développés dans la partie sommitale de l'unité et au Nord de la région analysée. Plus au Sud, dans le secteur du Mont Arbancier et aux alentours du massif de la Crête Mouloun, les directions axiales s'orientent vers le Nord. De même, à la base de l'unité, dans la formation Mirabouc, les axes des plis mesurés présentent une orientation remarquablement constante vers le N160. Comme nous le verrons ci-après, ces plis et les structures E-W observées plus haut dans l'unité ne semblent pas contemporains.

Nous n'avons pas eu le loisir d'effectuer l'étude structurale détaillée qu'impose un tel dispositif. Nous présentons néanmoins, ci-dessous, une première approche structurale, destinée à établir un calendrier des déformations ayant affecté l'unité.

b) Classification et chronologie des déformations

* LES PLIS LES PLUS RECENTS : PLIS A AXES N160 DEVERSES VERS L'EST, A LA BASE DE L'UNITE

La présence constante de plis subisoclinaux à axes voisins de la direction N-S (N160 à 180) (Scaillet, 1986) caractérise la base de l'unité océanique médiane. Ces plis affectent la partie supérieure des serpentinites basales et les termes de la formation Mirabouc. Ils sont particulièrement bien exprimés dans les prasinites (fig. 58). Sur le terrain et en lame mince, leur caractère tardif apparaît nettement : ils déforment en effet la dernière foliation métamorphique composée d'un assemblage de minéraux

du faciès schistes verts (albite, chlorite, pistacites, actinotes ...).



Fig. 58. - Plis tardifs (P4, dans la classification de Tricart, 1973), dans les prasinites de la formation Mirabouc.

Leur profil, souvent en Z (flanc long penté vers l'Ouest), et l'amincissement visible de certains flancs indiquent qu'ils sont nés dans une déformation de type cisaillement simple, à vergence orientale. On peut concevoir que l'essentiel des déplacements occasionnés par ces déformations s'est produit le long de la surface inférieure des serpentinites de base de l'unité. Comme nous l'avions déjà noté, cette surface non déformée se présente en effet comme un contact tectonique majeur à la faveur duquel les terrains de l'unité océanique médiane seraient venus chevaucher en retour (rétrochevauchement) les termes supérieurs de l'unité du Viso. Dans ces conditions, les plis à axes voisins de N160, décrits ci-dessus, peuvent être considérés en effet comme des structures mineures associées à ce mouvement. Leur grand développement dans les termes inférieurs de l'unité s'expliquerait ainsi par leur liaison étroite avec ce contact majeur.

Des structures contemporaines de ces plis existent, toutefois moins nombreuses et moins bien exprimées, dans la partie sommitale de l'unité. Il s'agit de plis ouverts à axe voisins de N-S, bien visibles dans les prasinites du Bric Bouchet et dans celles du Mont Arbancier. Leur déversement apparent s'effectue vers l'Est.

* LES PLIS A AXES DISPERSES DES CALCSCHISTES

Dans les marbres, les calcschistes et les quartzites de la formation du Bric Bouchet, les figures de reprises de linéation et de superposition de plis sont abondantes. Nous en avons déjà donné de nombreux exemples (Lagabrielle, 1982).

Nous notons de plus que, sur le flanc Ouest du Bric Bouchet, les deux familles de plissement P2 et P3 reconnues étaient co-axiales, de direction commune voisine de N90. Ce caractère disparaît lorsque l'on descend l'unité Mirabouc. Les mesures réalisées sur les plis mineurs présentent en effet une dispersion importante. L'étude réalisée par B. Scaillet (D.E.A., Brest, 1986) montre ainsi que tout en restant contenus dans un plan de foliation commun penté à l'Ouest, les axes des plis mineurs s'orientent entre les directions NO et N140 (fig. 59), avec, toutefois, un maximum mesuré autour de N90.

Il n'a jamais été possible de décider alors de l'appartenance de tel groupe d'orientation à une des deux familles de structures (P2 ou P3) reconnues plus haut. Sur quelques affleurements remarquables, on a pu montrer de plus, que la dispersion des mesures était liée clairement à la courbure des axes de plis.

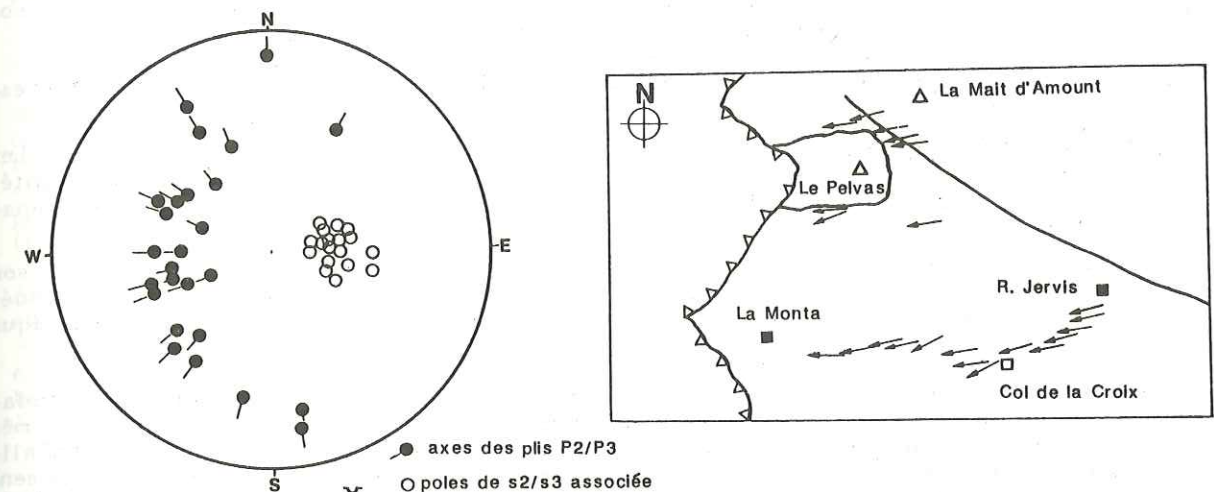


Fig. 59. - Répartition des axes des plis P2/P3 (classification de Tricart, 1973 ; Caron, 1977), le long de la transversale La Monta - refuge Jervis (unité océanique médiane), d'après Scaillet (1986). En cartouche, direction de la linéation minérale d'orientation E-W quasi-constante.

Il conviendrait de déterminer si la genèse des plis à axe courbe est liée à l'intervention d'une phase de déformation unique ou si elle résulte de la réorientation de charnières préexistantes (P2) par des plis surimposés (P3). Caron (1977), puis Allenbach (1982) s'interrogeaient de la même façon sur des structures voisines. Ils optèrent pour la seconde hypothèse. Nous n'avons pas ici les arguments nécessaires pour effectuer un choix définitif. Remarquons, toutefois, que de nombreuses microstructures et l'allure des plis mésostructurés sont compatibles avec une déformation par cisaillement simple ou par aplatissement rotationnel. Les plis à axe courbe et certaines figures de reprise peuvent s'expliquer par l'intervention d'un épisode de déformation progressive à caractère non co-axial (Caby et Maurin, 1982 ; Scaillet, 1986).

Les plis P2 et P3 du secteur du Bric Bouchet, déforment une foliation métamorphique montrant quelques minéraux typiques d'un assemblage de haute pression (glaucophane, fantômes de lawsonites). Ils sont contemporains de la cristallisation de paragenèses du faciès schistes verts et portent sur leurs flancs une linéation d'allongement minéral, bien marquée dans les marbres et les quartzites, d'orientation E-W constante. Comme nous le notions déjà (Lagabrielle, 1982), un fort étirement parallèle à l'axe des plis accompagne ces déformations.

Cet étirement se traduit par un boudinage important des bancs prasinitiques, dans la direction E-W. Il s'accompagne, dans les calcschistes, de nombreuses traces de mouvements cisailants à vergence orientale, visibles à toutes les échelles (plans C et S, délimitant des lentilles de cisaillement métriques à plurimétriques, microcisaillements observables en lame mince) (Maurin et Caby, 1982 ; Scaillet, 1986).

* LES PLIS ET MICROPLIS LES PLUS PRECOSES

Les structures anté P2 et P3 sont extrêmement rares. Dans le Mont Arbancier, toutefois, un pli replissé plurimétrique, à profil très étiré, clairement synschisteux, pourrait leur être rattaché. Le dessin diffus et effiloché de sa charnière (fig. 51) n'est pas caractéristique des structures P2 et P3.

Les fantômes de lawsonites fréquents dans certains calcschistes renferment en inclusion, des particules graphiteuses s'alignant le long de surfaces très finement plissées, absentes du reste de la roche. Ces microstructures, antérieures ou contemporaines de la croissance des lawsonites représentent les traces des déformations les plus anciennes (P1, s1).

* CONCLUSIONS

La structure de l'unité Mirabouc Bouchet résulte de l'intervention de plusieurs épisodes de déformations superposées dont les principaux caractères sont les suivants.

1. Premiers microplissements et plissements dans les conditions du faciès haute pression à lawsonite (P1).
2. Plissements superposés P2 et P3 dans les conditions du faciès Schistes verts. Les directions axiales des plis considérés sont voisines de N90 au sommet de l'unité, et tendent à se disperser dans sa partie médiane où des plis à axe courbe apparaissent.
3. Plissement tardif (P4) affectant essentiellement la base de l'unité, et lié à son transport vers l'Est, le long du contact de base. Cet événement, lié aux rétrodéversements les plus tardifs, s'est accompagné du laminage du substratum océanique (les serpentinites basales) sur lequel repose la formation Mirabouc.

Cette approche très sommaire ne peut permettre de résoudre quelques questions fondamentales. Si le cas des structures P4 nous semble bien compris, il n'en est pas de même pour les structures P2 et P3. Nous évoquons en ce sens, le débat classique qu'alimentent ces structures : sont-elles liées, comme le laisse suggérer leur déversement apparent, à un déplacement général des terrains vers le Sud, ou se sont-elles développées lors d'une déformation en régime de cisaillement simple vers l'Est, comme l'indiquent les nombreuses figures d'étirement, de boudinage et de microcisaillement. Une approche microstructurale plus détaillée, qui ne fait pas l'objet direct de ce travail, devrait permettre de résoudre ces questions. (voir concernant ce débat : Caby, 1975 ; Faure et Malavieille, 1980, 1981 ; Mattauer et al., 1981 ; Malavieille et al., 1984 et également Mattauer et al., 1977 ; Mawhin et al., 1983).

2. Les paragenèses métamorphiques

Quelles que soient les roches considérées, les associations minérales dominantes sont caractéristiques du faciès métamorphique des schistes verts (albite, épidotes du type pistacite ou clinozoïsite, chlorites, actinotes, trémolites, etc...). Quelques rares reliques de paragenèses de haute pression / basse température existent néanmoins ; il s'agit, comme nous l'avons dit, de pseudomorphes de lawsonites et de prismes de glaucophanes allongés et souvent tronçonnés dans la foliation la plus précoce.

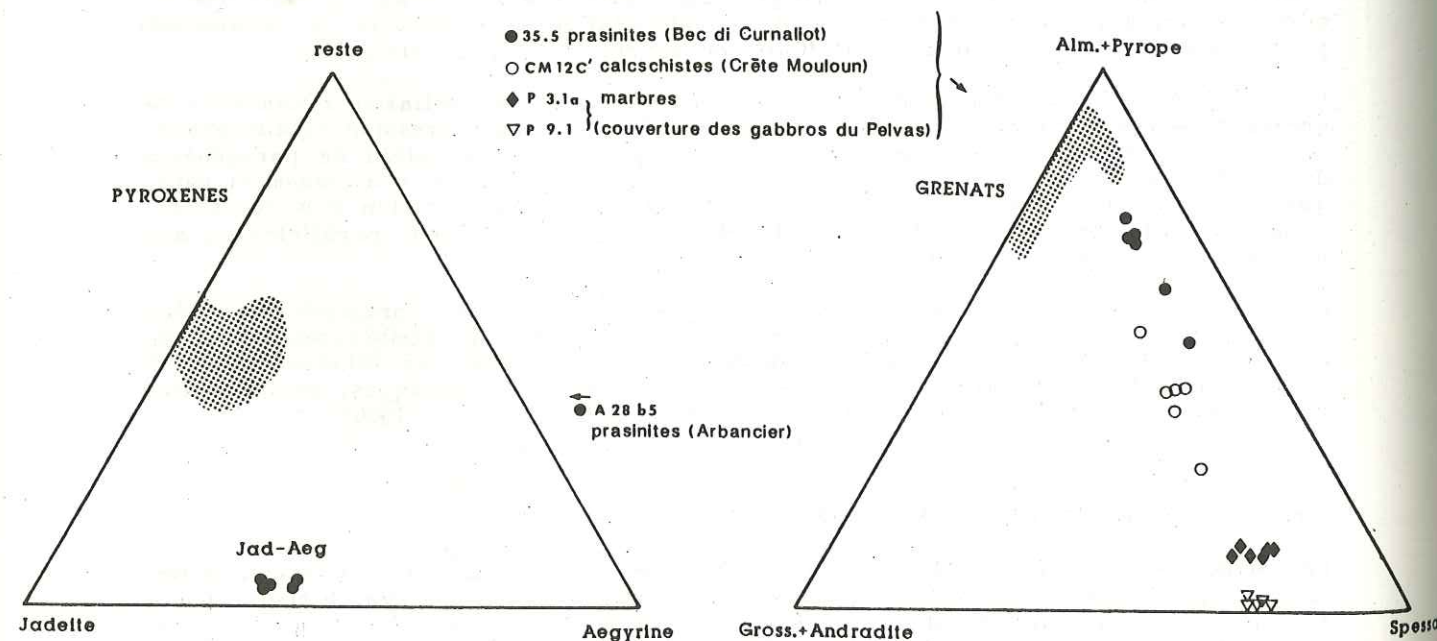


Fig. 60. - Diagrammes triangulaires : compositions chimiques des minéraux du métamorphisme.

A. Pyroxènes (prasinites de l'Arbancier) ;
B. Grenats (calcschistes et prasinites).

On a indiqué en grisé, les champs des minéraux des éclogites de la série du Baracun.

Quelques échantillons de calcschistes (CM12c', notamment, provenant de la base de la Crête Mouloun) renferment des grenats millimétriques. Leurs analyses, réalisées par C. Mével à la microsonde de Paris VI, sont reportées dans le tableau 8). Leur forte teneur en manganèse doit être notée (fig. 60). De tels grenats, proches du pôle spessartine, sont stables dans les conditions de métamorphisme du faciès Schistes verts (voir par exemple Caron et al., 1981). Des prasinites, prélevées au Bec de Curnallot, quelques centaines de mètres en aval du refuge Jervis, contiennent des lits micacés à grenat et magnétite. Les grenats sont moins manganésifères que ceux des calcschistes, mais restent toutefois sur la même lignée, dans le diagramme $Sp/Alm + Py / Cr + And$. (fig. 60). Ils se distinguent ainsi très nettement des grenats de la lignée éclogitique par leur richesse en molécule spessartine et leur pauvreté en molécule pyrope (fig. 60).

Parmi les multiples faciès de prasinites du Mont Arbancier, existent des metabasites riches en pyroxènes sodiques. Ces minéraux sont des aegyrines - jadéitiques (fig. 60 an. C. Mével) bien différentes des omphacites des prasinites éclogitiques du Baracun et dont la présence caractérise les faciès schistes bleus - schistes verts. Les amphiboles bleues leur sont associées ; il s'agit de crossites dont les compositions tendent à s'approcher de celles des glaucophanes (fig. 61)

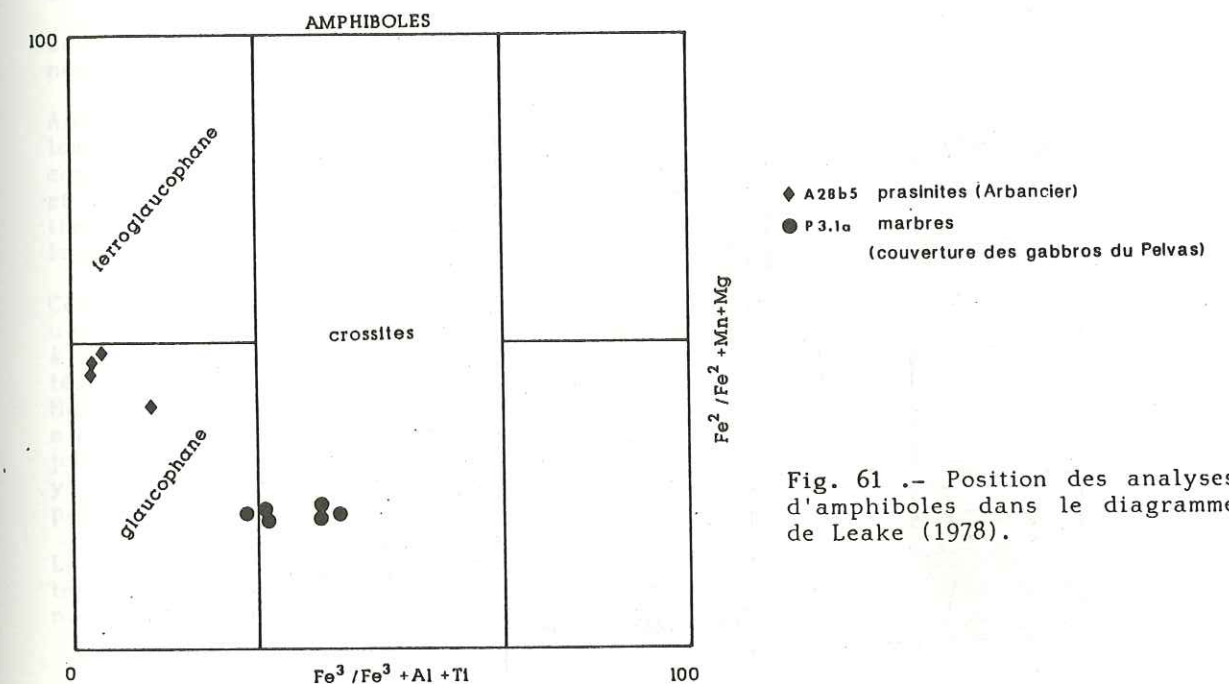


Fig. 61. - Position des analyses d'amphiboles dans le diagramme de Leake (1978).

Finalement, l'absence de reliques de paragenèses éclogitiques et l'omniprésence des cristallisations caractérisant le faciès schistes verts, de température assez élevée, permettent d'affirmer que l'unité océanique médiane n'a jamais connu les conditions du faciès éclogitique. Les minéraux métamorphiques les plus anciens sont des glaucophanes et des lawsonites, traduisant un passage précoce dans des conditions de haute pression et de basse température.

Le résultat important que devait confirmer cette analyse préliminaire peut ainsi être dégagé : il existe bien une saute fondamentale de métamorphisme entre le massif du Viso et le reste des unités queyrassines. Le contact basal de l'unité océanique médiane est, comme nous l'avons déjà souligné, une surface tectonique majeure, le long de laquelle se sont réalisés des rapprochements entre deux unités à métamorphisme différent. Il convient ainsi de voir en ce contact, une cicatrice dans laquelle pourraient être "englouties" de nombreuses unités d'origine océanique, invisibles aujourd'hui à l'affleurement.

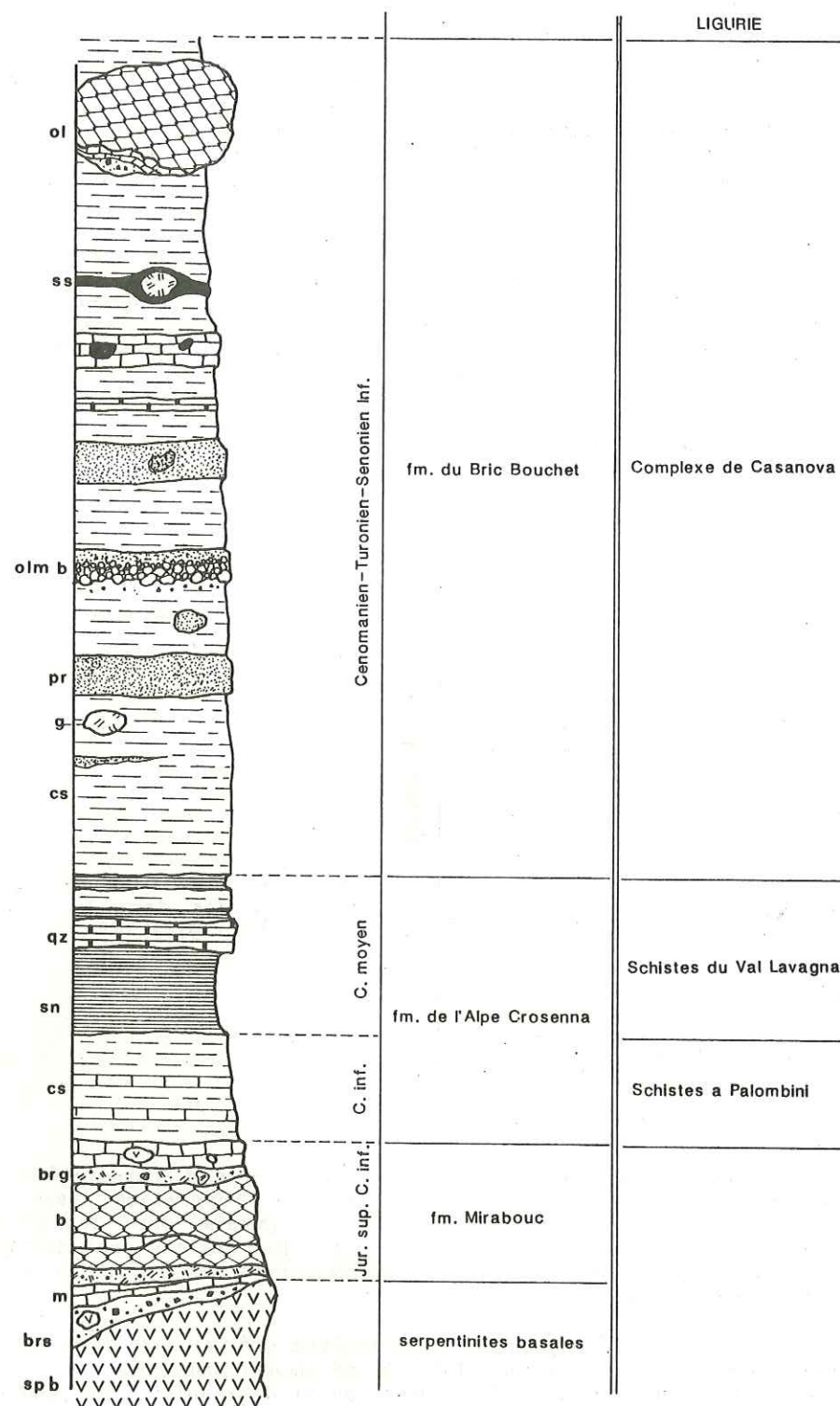


Fig. 62. - Colonne synthétique de la série Mirabouc - Bouchet et correspondance avec des formations ligures équivalentes.

g : gabbros ; spb : serpentinites basales ; b : basaltes ; brs : brèches serpentiniteuses ; brg : brèches et méta-arénites gabbroïques ; m : marbres ; cs : calcschistes ; sn : schistes noirs ; qz : quartzites ; pr : prasinites s.l. ; olm-b : olistostrome basaltique ; ol : olistolite ; s.s. : serpentinoschiste.

E. - CONCLUSIONS GENERALES : LA SERIE MIRABOUC - BOUCHET, AGE ET SIGNIFICATION, PLACE DANS LE BASSIN OCEANIQUE LIGURO-PIEMONTAIS.

La série Mirabouc - Bouchet apparaît finalement comme une série complète et continue, déposée sur un substratum serpentineux d'origine océanique et dans laquelle on distingue (fig. 62) :

- la formation Mirabouc, d'âge jurassique supérieur à crétacé basal probable, couverture directe des ophiolites de base, et formée essentiellement de coulées basaltiques, de calcschistes, de carbonates et de niveaux détritiques ophiolitiques organisés selon des successions variables ;
- la formation de l'Alpe Crosenna, stérile en matériel ophiolitique, d'âge crétacé inférieur probable (vraisemblablement apto-albien pour les schistes noirs siliceux du sommet de la formation) ;
- la formation du Bric Bouchet, riche en blocs et olistostromes d'origine océanique, mêlés à des niveaux détritiques continentaux et dont l'âge cenomanien à senonien inférieur peut être retenu.

Cette série est l'une des plus complètes de ces régions.

Comme nous l'avons souligné plusieurs fois, elle rappelle certaines séquences ligures, notamment pour les termes attribués au Crétacé.

Ainsi, la formation de l'Alpe Crosenna évoque l'ensemble formé par les Argiles à Palombini et les schistes du Val Lavagna ; de même, la formation du Bric Bouchet est comparable au complexe de Casanova. Dans la vallée de la Penna, en Ligurie, Abbate et al. (1970) signalent de plus qu'il est possible d'observer le contact progressif entre les schistes de Val Lavagna et le complexe de Casanova, ce qui correspond finalement à la succession schistes noirs - formation du Bric Bouchet, observée ici.

Ces analogies nous invitent donc à voir dans la série piémontaise Mirabouc - Bouchet un équivalent métamorphique de certaines séries ligures (fig. 62). Ceci nous conduit à proposer pour celle-ci, une origine paléogéographique voisine de la patrie des unités océaniques de l'Apennin septentrional, reprenant ainsi certaines suggestions de Haccard et al. (1972) (voir également Grandjacquet et Haccard, 1977 ; Cortesogno et al., 1979). Pour ces auteurs, les ensembles piémontais et ligures, aujourd'hui disjoints, ont en effet appartenus au même bassin. Nous reprendrons cette discussion en y apportant d'autres éléments, dans le dernier chapitre de cette partie, et dans la partie suivante.

La série Mirabouc - Bouchet porte dans sa succession lithologique, les traces de l'intervention d'événements géologiques importants, témoignant de l'activité tectonique renouvelée du bassin océanique. On distinguera ainsi.

1. Les événements liés à l'océanisation au Jurassique moyen - supérieur. Il s'agit de la mise à l'affleurement, au fond du bassin piémontais, des serpentinites de base, suivie par le dépôt de sédiments clastiques d'origine océanique (serpentinites, gabbros) puis par l'épanchement de basaltes.

2. Les événements traduisant le confinement du bassin, au Crétacé moyen. Ces événements correspondent, après les dépôts des marnes du Crétacé basal (futur calcschistes faisant directement suite à la formation Mirabouc), à la réduction des apports carbonatés et à la sédimentation des futurs schistes noirs.

3. Les événements annonçant, dès le Cenomanien, la fermeture du bassin. Les dépôts de produits détritiques ophiolitiques de nature et de granulométrie variées (du sable à l'olistolite) traduisent l'instabilité tectonique du bassin. Nous liions cette sédimentation déritique à la mise en place de nappes océaniques.

Toutes ces considérations seront développées dans un chapitre plus synthétique intégrant les données obtenues sur les autres unités (voir troisième partie).

Pour conclure, précisons que nous sommes désormais conduits à distinguer deux types de sédimentation déritique d'origine océanique (ou sédimentation déritique "ophiolitique") :

- l'une d'âge jurassique moyen et supérieur, accompagnant et suivant l'océanisation, s'établissant directement sur (ou à quelques mètres au-dessus) du substratum océanique ;
- l'autre, d'âge crétacé supérieur basal, conséquence d'une tectonique compressive liée à la mise en place, dans une série de type flysch, d'écoulements gravitaires et de blocs de composition ophiolitique.

CHAPITRE IV

L'UNITE PELVAS TAILLANTE ROCCA BIANCA

OU UNITE OCEANIQUE SUPERIEURE

I .- PRESENTATION D'ENSEMBLE

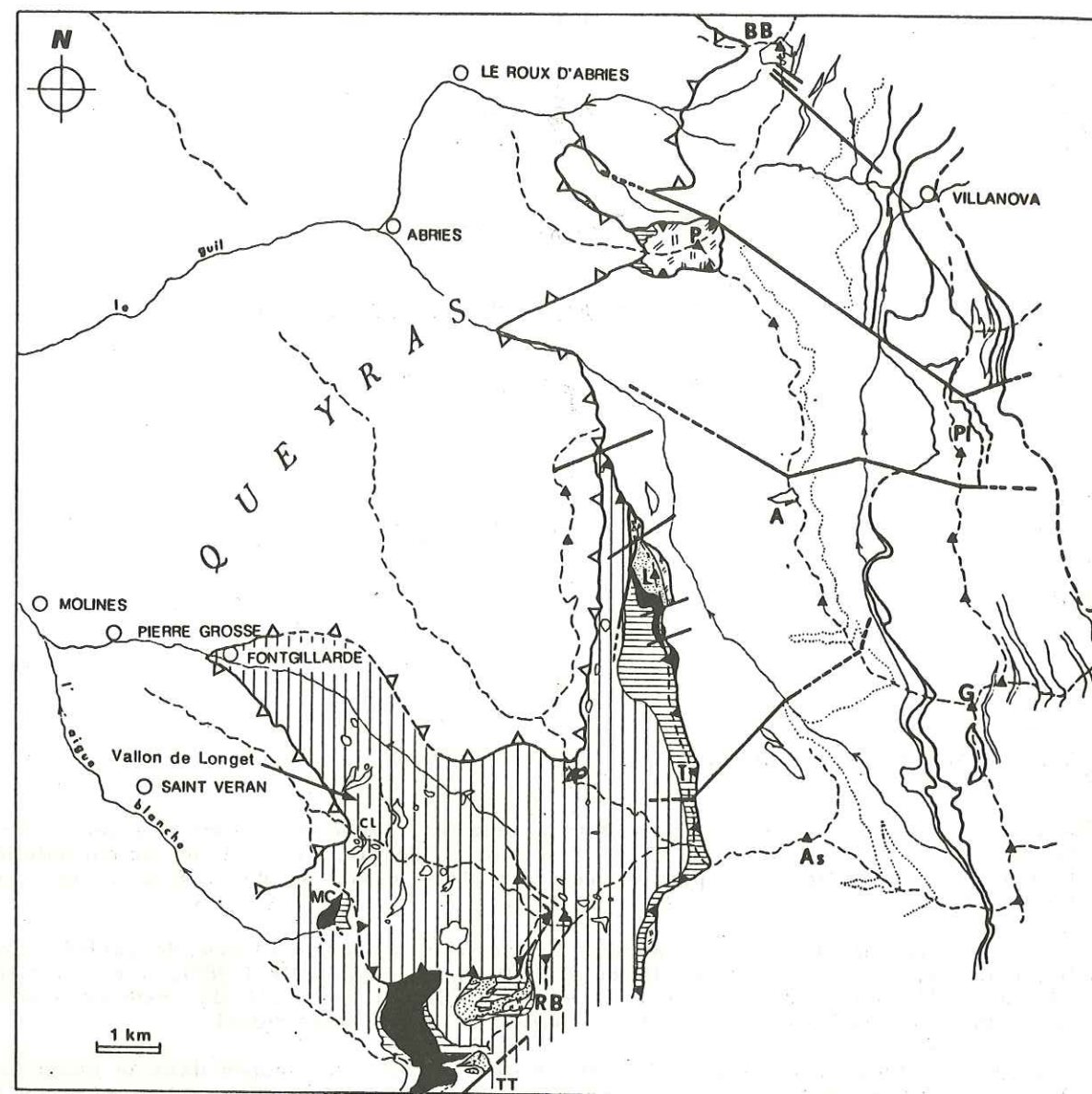
L'unité Pelvas - Taillante - Rocca Bianca doit son nom à trois sommets alignés selon la direction N-S : le Pelvas d'Abriès, ou tête du Pelvas, au Nord du secteur étudié, la Crête de la Taillante en position centrale et le massif de Rocca Bianca, au Sud (fig. 63).

Le premier massif, le Pelvas d'Abriès, est formé d'une dalle plissée de gabbro, dont la structure, esquissée par Bearth et al. (1975) et Lagabrielle (1982), a été précisée récemment (Lagabrielle, Lemoine et Tricart, 1985). Il est isolé du reste de l'unité océanique supérieure, et en constitue le témoin le plus septentrional.

Les terrains formant l'essentiel de cette unité sont bien développés dans le quart Sud Ouest du terrain étudié, en rive gauche du Guil (massifs du Pic de Lauzes et de la Taillante) et dans les hautes vallées de l'Aigue Blanche et de l'Aigue Agnelle (Massif de Rocca Bianca, Tête des Toillies, Pic de la Farneireta, etc ...).

A la différence de l'unité, Mirabouc - Bouchet, les ophiolites formant le paléosubstratum océanique de l'unité Pelvas - Taillante - Rocca Bianca ne sont pas continues à l'affleurement. Elles sont présentes au coeur de grands plis couchés, laminés, impliquant également leur couverture sédimentaire.

Toutes les observations publiées à ce jour, qui concernent les relations entre les ophiolites et les métasédiments dans la région du Queyras, ont été réalisées sur des affleurements appartenant à l'unité océanique supérieure. Ce chapitre contient quelques rappels relatifs à ces observations, auxquels s'ajoutent des données nouvelles obtenues dans les massifs de la Crête des Lauzes et de la Taillante, dans la vallée de l'Aigue Agnelle et dans d'autres secteurs plus éloignés.



Serpentinites
olistolites
de roches vertes

Gabbros

Métabasaites

Couverture sédimentaire des ophiolites

Jur. sup. Crét. inf (fms. de Bouchouse et du Lac Baricle)

fm. du Col Agnel (base du Crétacé supérieur)

Fig. 63. - Schéma structural de l'unité océanique supérieure (ou unité Pelvas - Taillante - Rocca Bianca).

Abréviations ; P: Pelvas d'Abriès,
L: Pic des Lauzes,
T: Taillante,
RB: Rocca Bianca,
TT: Tête des Toillies,
MC: Mine de cuivre,
CL: Col de Longet.

II. - RAPPELS SUR LA COUVERTURE STRATIGRAPHIQUE DES GABBROS DU PELVAS D'ABRIES (1)

Le massif du Pelvas d'Abriès domine la rive droite du Guil à l'Est du village d'Abriès (fig. 64). Il se présente comme une pyramide à base carrée, constituée de gabbros (troctolites, euphotides et ferro-gabbros) parfois foliés et de péridotites serpentinisées à texture de cumulat (partie SE du massif, Bearth et al., 1975). La couverture stratigraphique de ces ophiolites est localement préservée au Nord-Est, sous les gabbros, en série renversée, et à l'Ouest, sur les gabbros. L'ensemble composé des gabbros et de ses lambeaux de couverture constitue une klippe dont le contact de base tronque le sommet de la formation du Bric Bouchet (Lagabrielle, 1982)(fig.66).

A. LA COUPE DU COL D'URINE

La couverture sédimentaire des gabbros du Pelvas affleure en série renversée (sous les gabbros) le long de l'arête qui descend du sommet du Pelvas vers le Col d'Urine (fig. 65). La coupe, qui a déjà été décrite (Lagabrielle et al., 1982 ; Lagabrielle, 1982) permet d'observer la succession suivante, dans l'ordre stratigraphique :

1. Des marbres lités, à patine claire (blonds), à septa siliceux (5 à 10 m), sont en contact direct avec le gabbro sus-jacent. Ils sont identiques aux marbres attribués au Jurassique supérieur de la série supra-ophiolitique de Chabrière (Lemoine et al., 1970). La surface des gabbros, au contact des calcaires, est parfois incisée de fentes remplies par le même calcaire, larges de 1 à 5 cm et profondes de 5 à 40 cm : il est possible que le dispositif soit originel (fractures d'extension et/ou fissures d'érosion remplies par la boue calcaire) et qu'il n'ait été qu'accentué lors du fluage synmétamorphique des marbres (déformations alpines). On observe, par ailleurs, une nette discordance (30° environ) entre la surface basale des marbres et une foliation affectant les gabbros (2). Des niveaux millimétriques discontinus d'arénites de gabbros interstratifiés à la base des marbres sont les témoins du remaniement de débris du substratum ophiolitique. Ces faits confirment la nature stratigraphique du contact gabbros - marbres. Ils nous permettent d'affirmer, en conséquence, que la foliation observée au sein des gabbros n'est pas d'âge alpin, mais a été acquise durant un épisode de déformation océanique, antérieur au début de la sédimentation.
2. Viennent ensuite des brèches de serpentinites à ciment carbonaté (1 à 2 m) suivies de schistes talqueux se chargeant progressivement en carbonates.
3. On rencontre alors des marbres riches en grains de quartz dont l'origine est très probablement détritique. Des zones plus phylliteuses renferment des amphiboles bleu pâle et quelques grenats manganésifères spongieux. Ce niveau, épais de 1 m environ, passe très progressivement à l'horizon suivant.
4. Ce dernier peut être présenté comme un ensemble stratiforme, de composition globalement basique, épais de 2 à 3 mètres et présentant un litage grossier. Il renferme des zones riches en nombreux pyroxènes envahis par une amphibole verte et frangés de glaucophane, de chlorite ou d'actinote. Ces anciens pyroxènes sont répartis de façon aléatoire, en agrégats désorganisés, au sein d'une matrice d'albites poeciloblastiques englobant des prismes de pistachite. D'autres zones alternant avec les précédentes sont constituées d'environ 30 % de leucoxènes (anciennes ilménites) et d'opaques baignant dans une matrice confuse de chlorites, d'amphiboles bleues et d'épidote. La calcite peut occuper une part importante du fond de la roche. Bien qu'il soit constitué d'un assemblage typique des métagabbros, cet ensemble grossièrement stratifié et hétérogène ne présente pas de texture magmatique. Il correspond, pour nous, à l'accumulation sédimentaire, en couches plus ou moins classées, de particules millimétriques, provenant de la désagrégation sous-marine d'une roche gabbroïque ; grains de pyroxènes déjà envahis par une amphibole verte, poussière de plagioclases, ilménites et sphènes détritiques provenant de gabbros ferrotitanés connus, par ailleurs, dans le massif, etc ... Il s'agit donc de méta-arénites gabbroïques comme nous les définissons dans la formation Mirabouc.

- (1) Le texte de ce paragraphe est extrait en partie d'une publication parue en 1985, (Lagabrielle, Lemoine et Tricart, 1985).
- (2) La foliation est parallèle au litage magmatique des gabbros qu'elle semble ainsi accentuer.

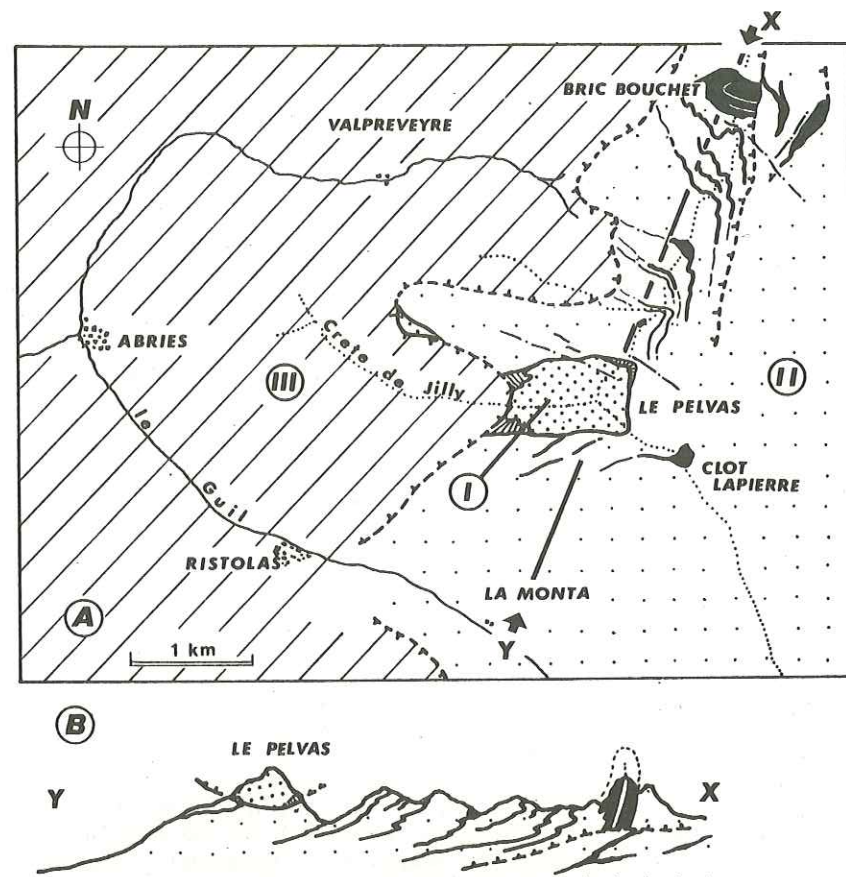


Fig. 64. - A. Schéma structural du secteur Pelvas - Bric Bouchet (A). Position de la klippe du Pelvas d'Abriès.

B. Coupe simplifiée X-Y.

I. Klippe du Pelvas et sa couverture sédimentaire (hachuré) ;

II. Formation du Bric Bouchet (en noir, les prasinites) ;

III. Unité des calcschistes.

5. Cette série se termine par des brèches de serpentinites (épaisseur variable, 1 à 3 m) renfermant des olistolites de gabbros (2 m de diamètre), suivies de 0,40 m de marbres, puis de 0,10 m de talcschistes.

La série est interrompue par le contact tectonique de la base de la Klippe du Pelvas, qui repose ici sur des calcschistes appartenant à la formation du Bric Bouchet.

B. COUPES SUR LE FLANC OUEST DU PELVAS D'ABRIES (fig. 65B, C).

Des observations nouvelles nous conduisent à modifier en partie le schéma d'organisation structurale proposé en 1982 (Lagabrielle, 1982). Dans cette interprétation, les métasédiments, qui reposent sur les gabbros selon un contact fortement penté vers l'Ouest, étaient rapportés à la formation du Bric Bouchet. L'expérience acquise depuis sur d'autres massifs, et l'examen de niveaux situés au contact immédiat des gabbros, nous amènent à voir dans cette série sédimentaire, la couverture normale des ophiolites, sans affirmer toutefois que le contact est partout rigoureusement stratigraphique.

1. La coupe la plus claire s'observe sur 20 m environ, perpendiculairement à la limite cartographique des gabbros, entre Sagne Clause et la Crête de Peyra Plate (fig. 65B). Au-dessus des gabbros, on trouve successivement des serpentinites à aspect bréchique, parfois schisteuses (pouvant jouer localement le rôle de niveau de décollement), au sein desquelles sont interstratifiés des quartzites verts et des

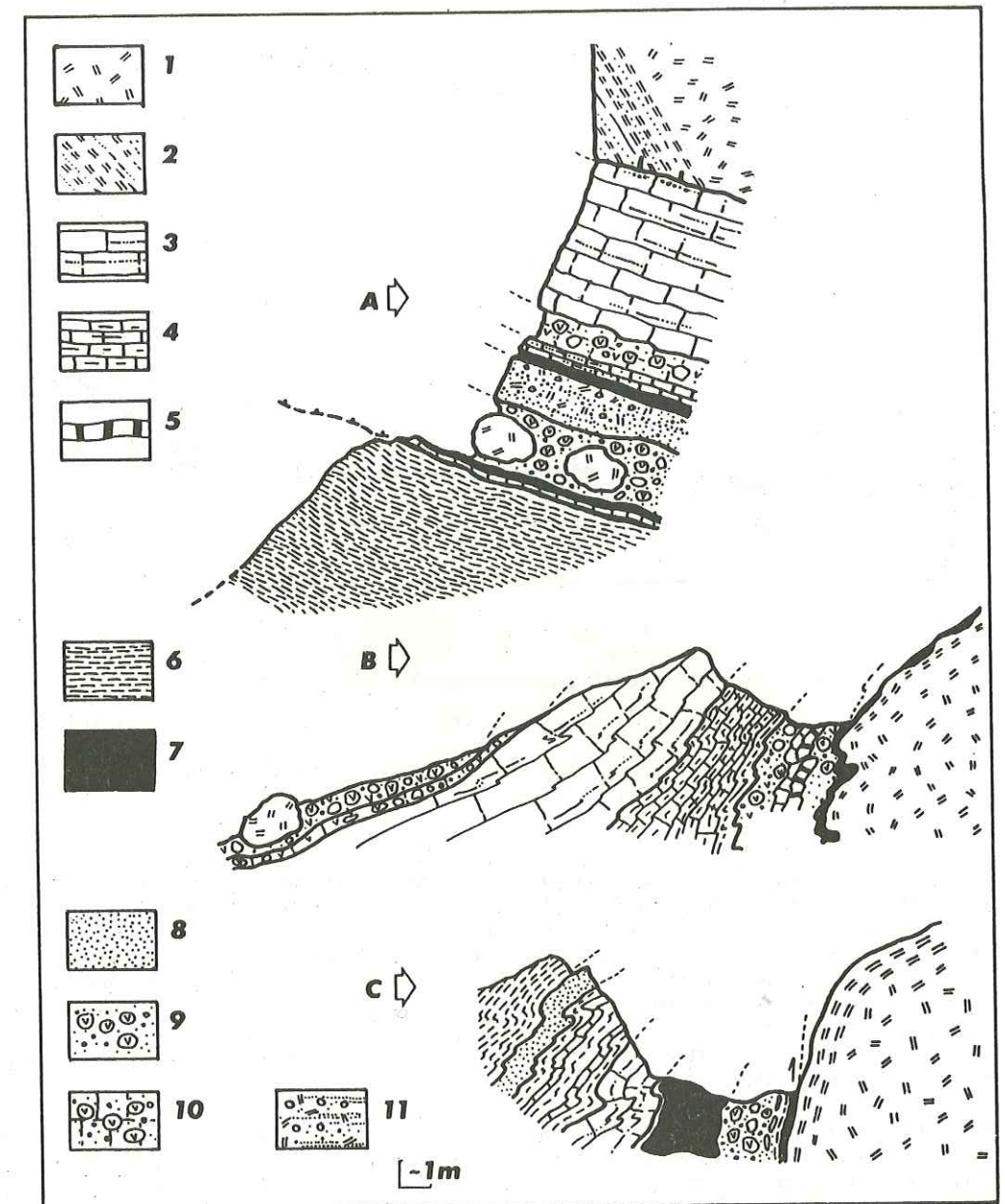


Fig. 65. - Coupes dans la couverture du Pelvas d'Abriès (Lagabrielle et al., 1985).

A. Coupe du Col d'Urine (la série est renversée)

B. Coupe de Sagne Clause

C. Coupe de Peyra Plate.

1. Gabbros

2. Gabbros foliés

3. Marbres à zones siliceuses

4. Marbres phylliteux

5. Quartzites

6. Calcschistes

7. Serpentinites

8. Prasinites

9. Brèches serpentineuses

10. Marbres à débris serpentineux

11. Méta-arénites gabbroïques

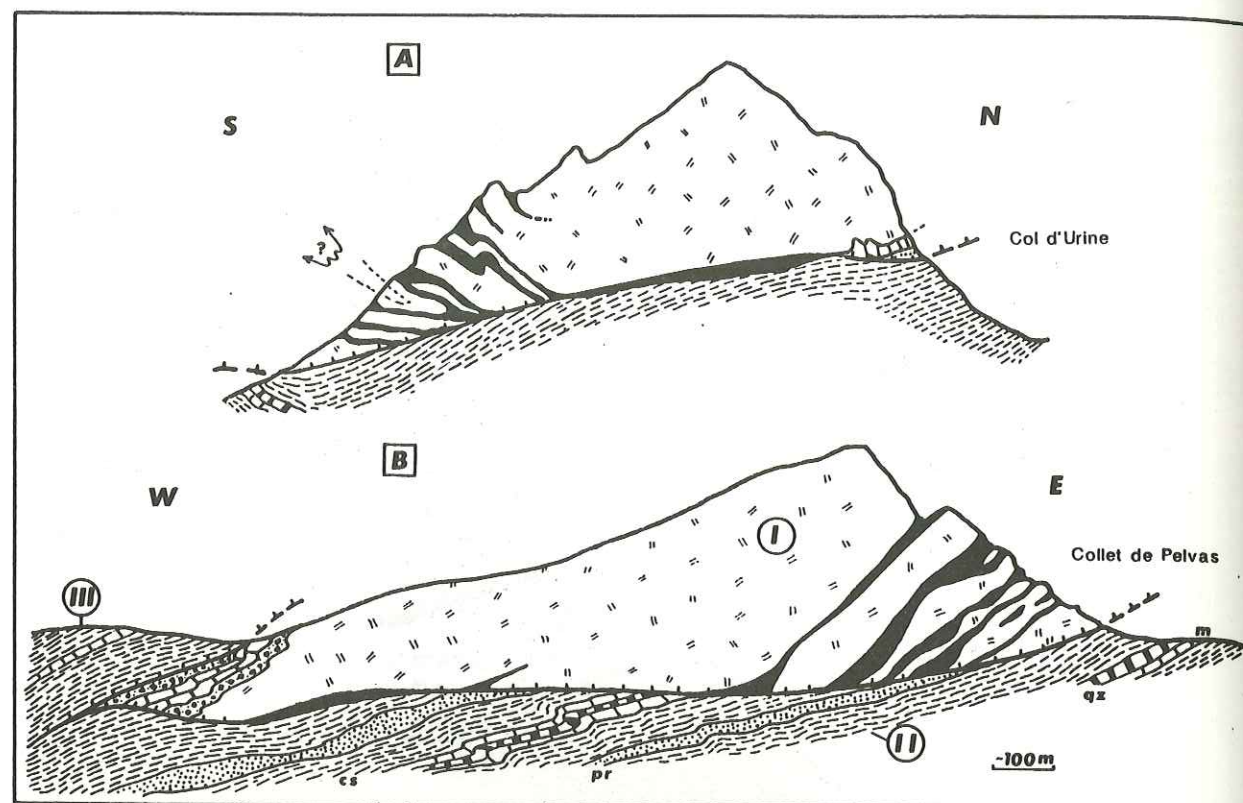


Fig. 66 .- Coupes dans le massif gabbroïque du Pelvas d'Abriès.

- I .- Klippe du Pelvas, les niveaux en noirs sont des cumulats ultramafiques.
- II .- Unité océanique médiane (formation du Bric Bouchet)
- III .- Unité des calcschistes.

marbres blancs, puis des marbres bruns phylliteux renfermant de minces lits phengitiques ou "prasinitiques". Assez brutalement, ces carbonates font place à des marbres blancs à zones siliceuses comparables en tout point à ceux rencontrés directement contre les gabbros, au-dessus du Col d'Urine. A ces marbres, succèdent des brèches de serpentinites à matrice carbonatée (ophicalcites) passant progressivement à des serpentinites plus massives contenant des blocs métriques de gabbros. Par les faciès et leur agencement, cette coupe rappelle celle du Col d'Urine. On notera, en particulier, la présence de marbres blancs, mais également l'existence d'intercalations d'ophicalcites.

2. Des lambeaux d'une série supra-ophiolitique probable sont également conservés dans le secteur de la montagne de Peyra Plata, sur le flanc nord-ouest du massif. Là, les premiers niveaux affleurant contre les gabbros sont des serpentinites schistosées interprétées auparavant comme des mylonites d'ultrabasites (Lagabrielle, 1982). Un examen microscopique révèle en fait l'existence, au sein d'une matrice chlorito-serpentineuse, de pyroxènes souvent brisés plus ou moins organisés en lits et présentant des fractures ouvertes envahies par la matrice. Des faciès identiques, indubitablement sédimentaires ont été reconnus sur ce massif et dans d'autres séries supra-ophiolitiques de ces régions (Lagabrielle, 1982 ; Le Mer et al., 1986). On trouverait donc ici, probablement décollée, la base d'une série sédimentaire comparable aux séries décrites ci-dessus. Elle se poursuit par des talcschistes, des marbres à zones siliceuses (1 à 2 m), des schistes et calcaires (5 à 6m) évoquant la formation de la Replatte, des prasinites schisteuses (1 m) puis des calcschistes. Une bande de prasinites d'épaisseur métrique affleurant plus à l'Ouest pourrait appartenir au sommet de cette séquence.

Plus au Nord, à la Crête de Peyra Plata, on rencontre sur les gabbros de minces placages de marbres qui pourraient représenter des témoins épars de la base de la couverture des ophiolites.

C. CONCLUSION

La présence d'un épais niveau de carbonates recouvrant en discordance des gabbros foliés et l'abondance du matériel détritique ophiolitique caractérisent la série décrite ici. Ces deux faits nous ont permis d'attribuer un âge jurassique supérieur à crétacé basal à ces niveaux, par comparaison avec les séries ligures équivalentes où les calcaires sont datés du Portlandien ("Tithonique") au Néocomien inférieur (Berriasien) (voir : Abbate et Sagri, 1970; Elter, 1972; 1975).

Les données lithostratigraphiques contenues dans les paragraphes suivants viennent compléter latéralement et vers le haut les coupes décrites au Pelvas d'Abriès. Elles nous permettront de définir une série complète, d'âge jurassique supérieur à crétacé, déposée sur un substratum océanique tectonisé avant le Malm.

III .- OBSERVATIONS NOUVELLES DANS LES MASSIFS DU PEYRON, DU PIC DES LAUZES ET DE LA TAILLANTE.

A. LA STRUCTURE D'ENSEMBLE

Les massifs du Peyron, du Pic des Lauzes et de la Taillante (Crête de la Taillante) appartiennent à une longue bande méridienne de terrains variés (ophiolites et métasédiments) comprise entre l'arête dominant le torrent de Bouchouse et la vallée du Haut Guil (fig. 67). L'étude géologique de ces massifs et de leurs environs immédiats a été entreprise par nous-même et K. Garland (D.E.A. Brest, 1984).

Les roches vertes sont rassemblées dans la partie nord du secteur détaillé sur la fig. 67. Elles jalonnent la base de l'unité océanique supérieure, qui repose, en contact anormal sur la formation du Bric Bouchet, partie sommitale de l'unité Mirabouc - Bouchet. Leur couverture sédimentaire, décollée et amincie au Nord, prend de l'extension vers le Sud, sur la Crête de la Taillante et sur son revers occidental. L'unité des calcschistes chevauche ces métasédiments à l'Ouest.

B. LES OPHIOLITES

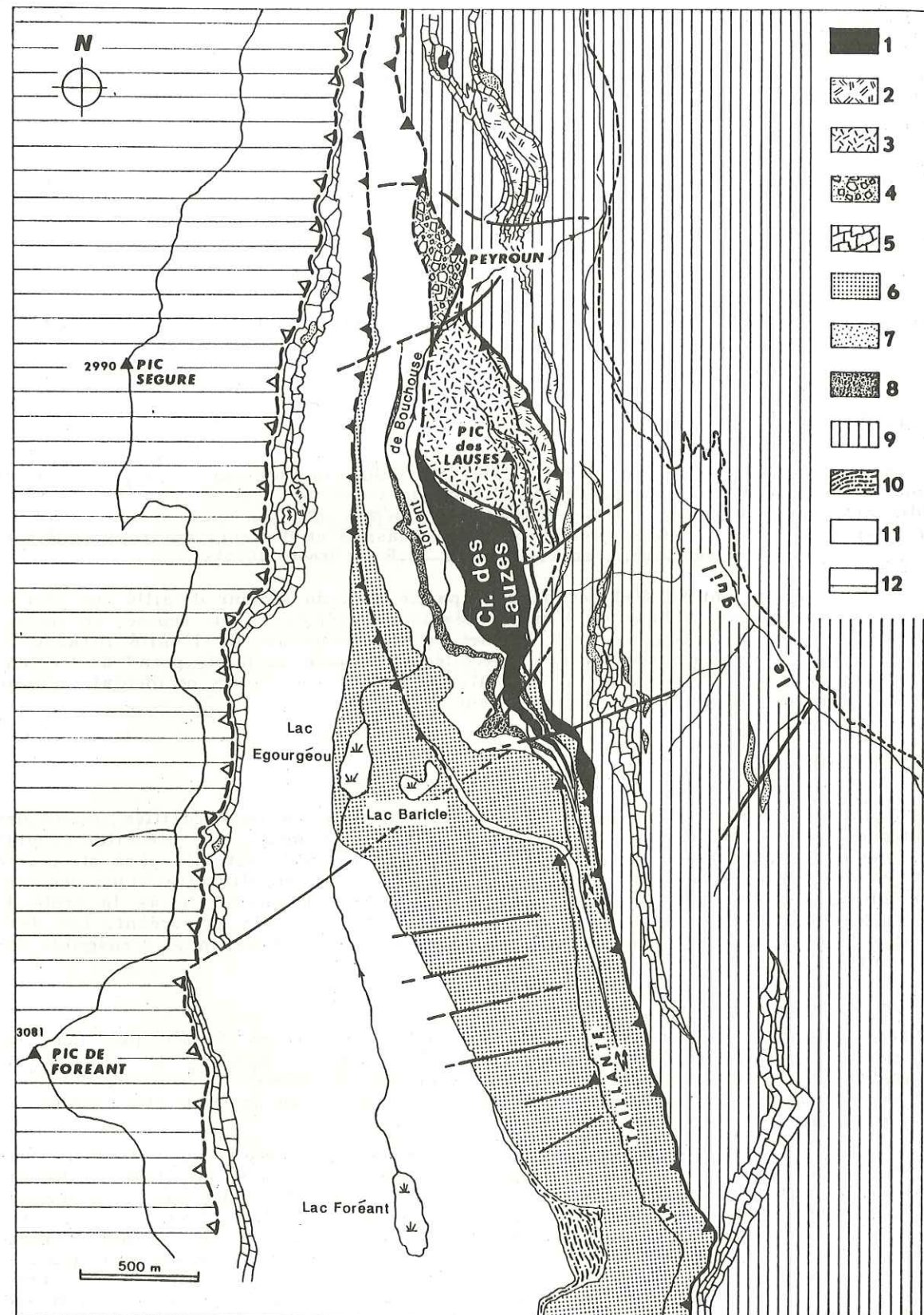
Les ophiolites forment trois petits massifs correspondant à trois écailles tectoniques contigües d'extension modeste (de 500 m à 1000 m. de longueur). L'écaille la plus méridionale, constituée de serpentinites (Crête des Lauzes), est elle-même structurée en grand pli couché, à flanc inverse laminé. La couverture stratigraphique des serpentinites, engagée avec son substratum dans le même pli couché, forme la Crête de la Taillante et occupe la cuvette des lacs Egourgéou, Baricle et Foréant. Les deux écailles septentrionales constituent le petit pointement du Peyron et l'ensemble Pic des Lauzes - Roche Ecroulée (fig. 67 et 69).

1. Le Peyron

Les ophiolites du Peyron sont essentiellement des brèches magmatiques dont les textures sont remarquablement bien conservées malgré l'empreinte du métamorphisme. Les meilleurs affleurements s'observent sur le revers oriental du Peyron, sous la cabane de berger. Des blocs dépourvus de patine pourront être récoltés au pied de la face est de ce pointement rocheux (fig. 68).

A la partie sommitale du Peyron, les brèches magmatiques recouvertes d'une patine rougeâtre, se composent d'éléments sombres, arrondis ou anguleux, à texture microcristalline (dolérites sombres, microgabbros noirs) inclus dans une matrice grenue leucocrate (métagabbros clairs, métadiorite). H. Whitechurch qui a observé avec nous ces affleurements, confirme que les gabbros clairs se sont mis en place au sein de l'encaissant plus sombre, en le fracturant et en le digérant par endroit. On observe fréquemment, en effet, des figures de fracturation hydraulique, montrant que l'encaissant s'est bréchifié sur place, sous la pression exercée par le liquide gabbroïque plus clair.

La matrice des brèches a été datée ici, par trace de fissions de zircon à $196,1 \pm 13,9$ Ma (Carpéna et Caby, 1984).



Remarque :

S'intéressant à la matrice des brèches, les auteurs écrivent : "a hololeucatic cement of a magmatic breccia with doleritic elements, this liquid also intrudes pillow-basalt". Nous doutons fortement de l'existence, sur ce massif, de reliques de laves en coussins. Les auteurs ont pu confondre les éléments doléritiques sombres, parfois arrondis (digérés), avec des coeurs de coussins. Nous n'avons jamais observé au Peyroun, de varioles, de bordures vitreuses ou de hyaloclastites permettant de confirmer l'existence de ce type de lave.

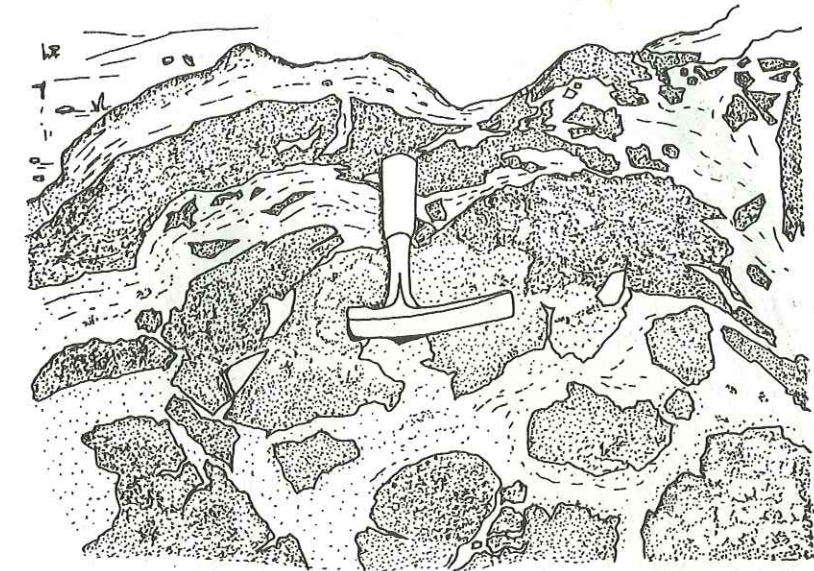


Fig. 68 .- Les brèches magmatiques du Peyroun (commentaires dans le texte).

Fig. 67 .- Carte structurale du complexe ophiolitique Peyroun - Crête des Lauzes et de son substratum tectonique (formation du Bric Bouchet)

1. Serpentinites de la Crête des Lauzes
2. Gabbros de la Roche Ecroulée
3. Métabasaltés et dolérites du Pic des Lauzes
4. Brèches magmatiques du Peyroun
5. Bancs de marbres visibles au sein des calcschistes de la formation du Col Agnel (où ils renferment des blocs d'ophiolites) ou dans la formation du Bric Bouchet
6. Marbres et quartzites de la Crête de la Taillante (formation du Lac Baricle)
7. Prasinites stratiformes de la formation du Bric Bouchet
8. Métabasaltés de la formation de Bouchouse
9. Calcschistes de la formation du Bric Bouchet
10. Quartzites phylliteux
11. Calcschistes (formation de Bouchouse, formation du Col Agnel) et méta-sédiments associés
12. Unité des calcschistes.

N



Fig. 69 .- Coupes schématiques du massif Peyroun - Crête des Lauzes - Taillante.

A. mêmes figurés que fig. 67, sauf fm. B : formation de Bouchouse et fm L.B. : formation du Lac Baricle.
 B. Interprétation générale de la structure du massif. Les ophiolites correspondent à trois "écaillés - plis" superposées. Seule, l'écaillé la plus méridionale (serpentinites de la Crête des Lauzes) possède sa propre couverture sédimentaire décollée et fortement amincie à proximité du contact avec l'écaillé intermédiaire (basaltes du Pic des Lauzes et gabbros de la Roche Ecroulée).
 (voir l'interprétation tectonique possible, fig. 85).

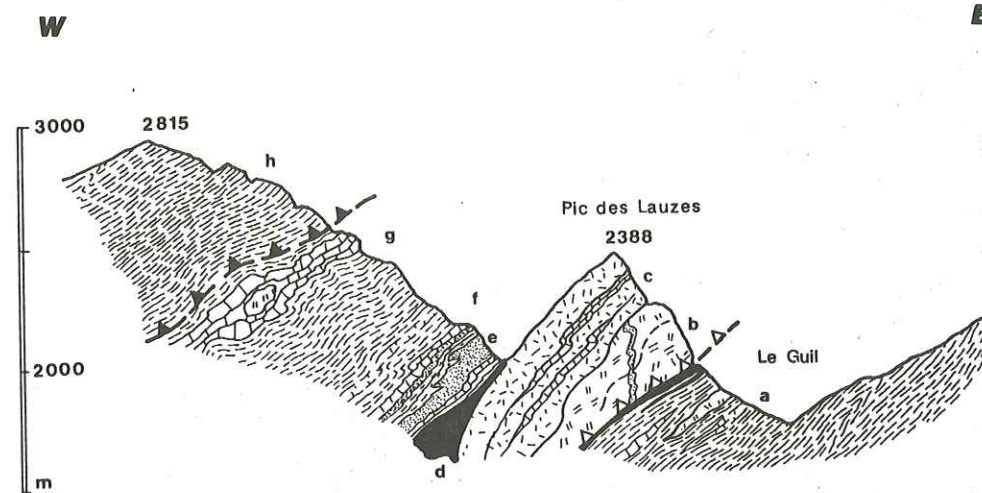


Fig. 70 .- Coupe simplifiée du Pic des Lauzes.

- a. Calcschistes à blocs de roches vertes et prasinites stratiformes de la formation du Bric Bouchet ;
- b. Gabbros de la Roche Ecroulée et filons basaltiques les recoupant ;
- c. Basaltes en coussins du Pic des Lauzes ;
- d. Serpentinites ;
- e. Formation de Bouchouse ;
- f. Calcschistes et calcaires ;
- g. Marbres à blocs d'ophiolites ;
- h. Calcschistes (unité des calcschistes).

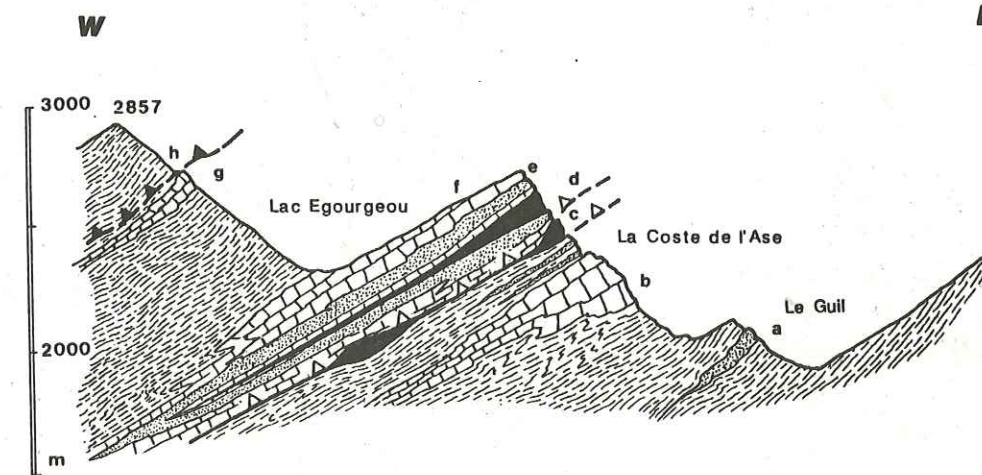


Fig. 71 .- Coupe simplifiée au Nord de la Crête de la Taillante.

- a. Calcschistes à blocs de roches vertes et prasinites stratiformes de la formation du Bric Bouchet ;
- b. Marbres (localement à blocs d'ophiolites) apparaissant au sommet de la formation du Bric Bouchet (bande des Bréchettes et du Lac d'Asti, voir fig. 37) ;
- c. "poisson" tectonique : serpentinites jalonnant le contact basal de l'unité océanique supérieure ;
- d. Serpentinites de la Crête des Lauzes ;
- e. Formation de Bouchouse ;
- f. Formation du Lac Baricle ;
- g. Calcschistes et niveau de marbres à blocs d'ophiolites (formation du Lac Baricle) ;
- h. Calcschistes, marbres et schistes noirs de l'unité des calcschistes.

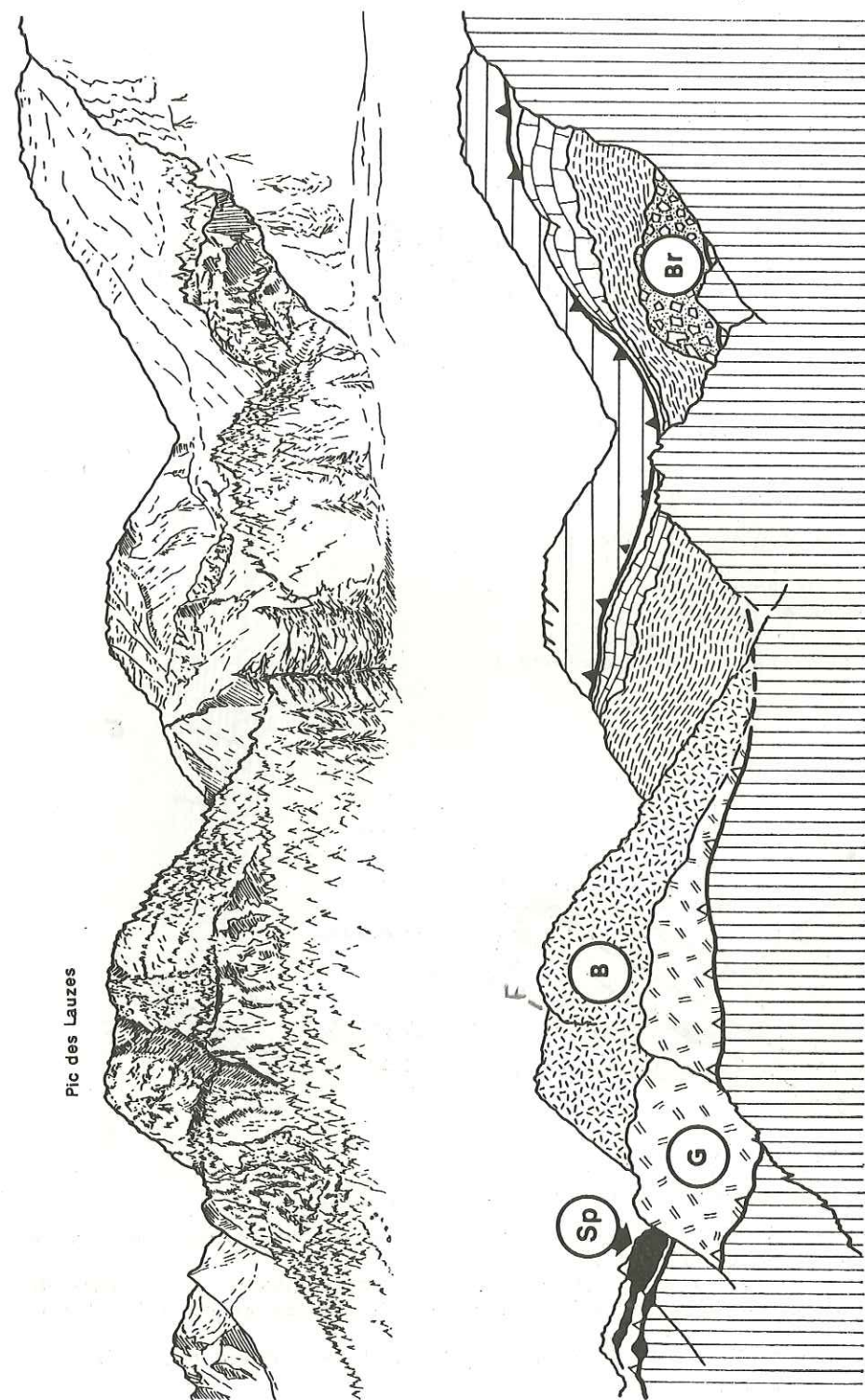


Fig. 72. - Panorama sur le Pic des Lauzes, pris depuis le fond de la vallée du Guil, au niveau de l'Echalp. On regarde vers le Sud-Ouest.

Sp. Serpentinites de la Crête des Lauzes ;
G. Gabbros de la Roche Ecroulée ;
B. Basaltes (coussins, brèches, dolérites) du Pic des Lauzes ;
Br. Brèches magmatiques du Peyroun.

Hachuré vertical : unité océanique médiane (substratum tectonique)

Tiré : calcschistes

Hachuré horizontal : unité des calcschistes.

En lame mince, l'encaissant sombre, montre une structure souvent confuse rappelant parfois néanmoins les textures doléritiques ou microgrenues. Les paragenèses primaires ont entièrement disparu. Les actinotes et les épidotes se détachent d'un fond cryptocristallin où l'on distingue des granules d'opacités et des petits plagioclases. Les métagabbros clairs présentent une texture mieux organisée. Là encore, toutefois, les reliques magmatiques sont absentes. Ainsi, les anciens pyroxènes (ou anciennes amphiboles) sont-ils transformés en glaucophanes à leur tour envahis par la chlorite. Les contours des anciens plagioclases sont flous ; leur cœur est envahi d'une poussière de petits minéraux clairs (albite), d'épidotes et de sphènes.

Vers le Sud, les brèches magmatiques du Peyroun affleurent à nouveau sur les berges du torrent de Bouchouse. Les microgabbros noirs y ont toutefois disparu, et seuls apparaissent des gabbros verdâtres, parfois bréchiques, grossièrement lités, traversés et fracturés eux aussi par des microgabbros leucocrates. Ces roches sont recouvertes, en contact tectonique, par les pillow-lavas du Pic des Lauzes (voir ci-après). Le contact est clairement visible dans le lit du torrent de Bouchouse.

En raison de la pauvreté des affleurements, la structure du petit massif du Peyroun ne peut être précisée plus en détail. Nous avons longuement cherché, en vain, des secteurs dans lesquels il aurait été possible de définir les relations entre les ophiolites et les métasédiments avoisinants. De ce fait, et par prudence, nous regardons ce massif comme une écaïlle tectonique unique, de petite dimension, déconnectée de tout ensemble métasédimentaire.

2. Le Pic des Lauzes et la falaise de la Roche Ecroulée

Cette seconde masse d'ophiolite est constituée de deux ensembles superposés. Vers le bas, des gabbros lités à faciès de cumulats, forment une falaise dominant le Guil, au lieu-dit la Roche Ecroulée (1) (fig. 69, 70 et 72).

Vers le Haut, des metabasaltes en coussins et des sills doléritiques associés à des métasédiments, constituent le massif du Pic des Lauzes.

Les gabbros formant la falaise dominant la Roche Ecroulée, constituent un ensemble stratifié où se succèdent des bancs décimétriques d'euphotides plus ou moins riches en clinopyroxènes, et souvent foliés. Les niveaux de troctolites sont rares. Sur de nombreux blocs de la Roche Ecroulée, il est possible d'observer des filons doléritiques peu déformés, recoupant les gabbros et parfois leur foliation (2). Celle-ci est donc pour partie au moins, d'âge anté-alpin et donc d'origine océanique. On rapprochera ces observations de celles effectuées par Mével et al. (1978) sur les flaser-gabbros amphibolitisés du Chenaillet et par nous-même au Pelvas d'Abriès (voir ci-dessus).

Le contact tectonique entre la base des gabbros et la formation du Bric Bouchet sous-jacente peut s'observer au pied de la falaise, à la faveur d'un arrachement récent. La formation du Bric Bouchet constituée ici par une alternance de calcschistes et de marbres phylliteux contient quelques bancs de prasinites et une ou deux passées de serpentinoschistes dont l'origine tectonique ne peut être exclue. Aux abords de la masse des gabbros, apparaissent des passées de plus en plus fréquentes de serpentinoschistes et de talcschistes à amiante, extrêmement foliés signalant de toute évidence la proximité immédiate d'un contact tectonique majeur. Les gabbros, dont la base est elle-même fortement foliée, reposent sur un épais coussinet de serpentinites écrasées.

Situé au-dessus de la falaise de gabbros, le Pic des Lauzes est constitué par un empilement de coulées et de sills basaltiques. Des métasédiments sont intercalés entre certaines coulées. En raison de conditions d'exploration parfois périlleuses sur le revers oriental du Pic des Lauzes, nous n'avons pas observé les relations entre les basaltes et les gabbros sous-jacents. Il est possible, toutefois, que les

(1) Les gabbros pourront être observés en grand détail dans les nombreux blocs formant le chaos de la Roche Ecroulée et dont la présence ici est due à un éboulement d'âge historique.

(2) Ces faits étaient déjà notés par Routhier (1944), voir 1ère partie.

basaltes reposent stratigraphiquement sur ces derniers. La présence de blocs gabbroïques remaniés dans les coulées renforce cette interprétation (K. Garland, observations inédites). Nous savons, par ailleurs, qu'un tel dispositif peut exister puisque, comme nous l'avons montré (Lagabrielle et al., 1984), les coulées basaltiques sont généralement discordantes sur un substratum océanique déjà tectonisé. C'est le cas, notamment, dans le massif immédiatement voisin de la Crête des Lauzes (voir ci-dessous). Ceci ne signifie pas toutefois que cette situation soit ici réalisée.

Sur le revers ouest du Pic des Lauzes, les laves en coussins sont étirées (allongement Est-Ouest). Les déformations sont moins importantes dans la partie sommitale du massif où de très belles observations peuvent être effectuées, notamment le long de la ligne de crête. Sur les laves en coussin, se développe en effet une petite séquence volcanosédimentaire bien conservée. Nous avons rassemblé, sur une colonne synthétique, les observations effectuées latéralement le long de la crête. On distingue successivement (1) :

- (a) - des basaltes en coussins à interlits de jaspes lie-de-vin ;
- (b) - des diabases massives à coeur grenu ;
- (c) - des laves en coussins à varioles ;
- (d) - des brèches de coussins, composées d'un assemblage de fragments de pillows à varioles cimentés par des arkoses basaltiques et des hyaloclastites ;
- (e) - une nouvelle coulée basaltique, à débit en coussins, au sein de laquelle s'individualise un sill doléritique ;
- (f) - des quartzites à amphiboles bleues et filets manganésifères ;
- (g) - deux coulées de basaltes en coussins entre lesquelles s'intercalent des lits granuloclassés de graviers basaltiques, présentant des figures de chenaux, de ravinement et des stratifications obliques ;
- (h) - des métaradiolarites hématitiques, finement stratifiées. Certains lits plus clairs, contiennent en abondance des fantômes de radiolaires aplatis, et totalement recristallisés.
- (i) - des marbres purs alternant avec des carbonates riches en débris de coussins.

Cette petite série sédimentaire, contemporaine de la mise en place des laves, peut être rapportée au Jurassique supérieur.

D'autres séquences comparables, d'épaisseurs décamétriques, existent également, plus bas dans la falaise, sur le revers est du Pic des Lauzes.

Les coussins du Pic des Lauzes présentent des affinités chimiques avec les tholéiites océaniques, comme le montrent quelques analyses inédites réalisées par C. Mével (2) (tableau 9).

3. Les serpentinites de la Crête des Lauzes

La troisième formation ophiolitique est représentée par une masse allongée de serpentinites formant une vaste charnière isoclinale couchée, déversée vers le Sud, d'un kilomètre de long. Ces serpentinites possèdent leur propre couverture sédimentaire, dont la base, la formation de Bouchouse (voir ci-dessous), apparaît à la fois au-dessus des roches vertes (flanc normal) et au-dessous (flanc inverse laminé) (fig. 69). Au Nord, les serpentinites reposent en contact anormal sur les coussins basaltiques du Pic des Lauzes. Ce contact est localement jalonné par une écaille de gabbros écrasés et une lame de calcschistes laminés, bien visibles sur la crête, au Sud du Pic des Lauzes.

Comme nous l'avons déjà signalé, le flanc inverse du pli couché à coeur d'ultrabasites est fortement aminci. Les métasédiments de la formation de Bouchouse qui le constituent, reposent tectoniquement sur la formation du Bric Bouchet, par l'intermédiaire d'un contact chevauchant plan, correspondant au contact basal de l'u-

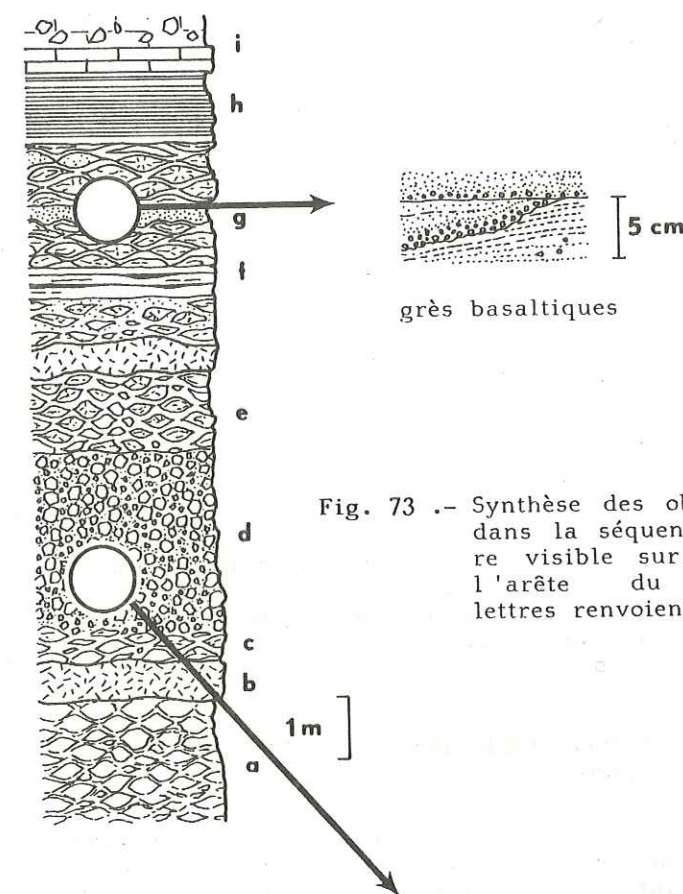
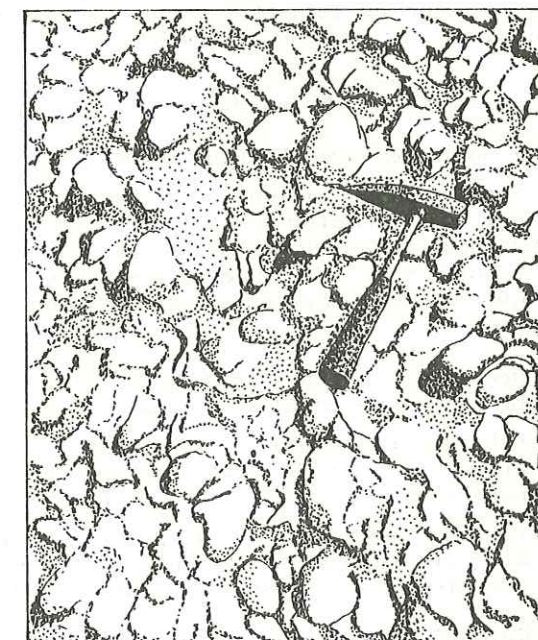


Fig. 73.- Synthèse des observations effectuées dans la séquence volcanosédimentaire visible sur le revers Ouest de l'arête du Pic des Lauzes (les lettres renvoient au texte).



brèches de coussins (Dessin N. Pinet)

(1) Les lettres renvoient à la fig. 73.

(2) Nous remercions C. Mével pour nous avoir communiqué ces analyses.

nité océanique supérieure. Il est souligné localement par une bande d'ultrabasites serpentinisés, renfermant deux "poissons" tectoniques, hectométriques, de serpentinites, bien visibles depuis la route du Belvédère du Viso, dans la partie nord de la paroi de la Crête de la Taillante (fig. 71).

Les métasédiments du flanc normal du grand pli couché décrit ici se développent considérablement vers le Sud, où ils s'empilent à la faveur de grands replis pour former l'essentiel de la Crête de la Taillante, jusqu'au Pain de Sucre.

4. - Conclusions ; la structure des ophiolites (fig. 69).

Les ophiolites du Peyroun, du Pic des Lauzes et de la Crête des Lauzes forment trois écailles tectoniques. La plus méridionale de celles-ci, correspondant aux serpentinites de la Crête des Lauzes, est elle-même structurée en grand pli couché vers le Sud. La géométrie de ces écailles, qui se chevauchent mutuellement vers le Sud, permet de penser qu'elles se sont mises en place le long du contact basal de l'unité océanique supérieure, à la faveur d'un cisaillement de grande amplitude, de vergence apparente vers le Sud. Une autre interprétation est néanmoins possible (voir fig. 85).

On peut penser, comme nous le verrons ci-après, que ces trois petits massifs aujourd'hui tectoniquement disjoints, mais néanmoins contigus, ont formé, avant l'orogénèse alpine, une partie d'un ensemble magmatique cohérent. Nous reprendrons ces éléments dans une partie consacrée à l'élaboration du substratum océanique téthysien, après avoir rassemblé l'essentiel des données sur la structure et le contenu pétrographique des ophiolites de ces régions (voir p. 195).

C. LA COUVERTURE STRATIGRAPHIQUE DES SERPENTINITES DE LA CRETE DES LAUZES : LA SERIE DE LA TAILLANTE.

Les serpentinites de la Crête des Lauzes possèdent leur propre couverture sédimentaire, très épaisse, que nous décomposons en trois formations superposées bien distinctes, de bas en haut : la formation de Bouchouse, la formation de la Taillante et la formation du Col Agnel. Cette succession (série de la Taillante) a déjà été évoquée par Lemoine et Tricart (1979). Nous complétons ici les observations de ces auteurs en apportant des données nouvelles.

1. La formation de Bouchouse

a. Relations avec le substratum.

Sur le flanc sud-ouest de la Crête des Lauzes, les serpentinites sont recouvertes par une formation métasédimentaire bien visible par exemple le long d'un couloir d'éboulis, au Nord de la Cutche, et au sommet de la crête. En ces endroits, le contact basal de cette formation a pu jouer tectoniquement. A la base de la séquence sédimentaire apparaissent en effet des serpentinoschistes et des talcschistes écrasés.

Deux faits majeurs confirment toutefois que la formation observée ici constitue bien la couverture stratigraphique normale des serpentinites.

(1) Elle est engagée, avec les serpentinites, dans le même grand pli couché, et apparaît de ce fait systématiquement associée avec celles-ci, en flanc normal (où nous l'observons) et en flanc inverse.

(2) Emergeant des éboulis, sur le versant Ouest de la Crête des Lauzes, un petit affleurement rocheux permet d'observer, à la partie supérieure des serpentinites, des brèches sédimentaires d'ultrabasites à matrice carbonatée (ophicalcites).

Ce petit affleurement a une signification fondamentale ; il indique en effet que l'on se trouve ici au toit du substratum ophiolitique, dont les brèches constituent le premier revêtement sédimentaire. La séquence que nous décrivons ci-dessous lui est géométriquement superposée.

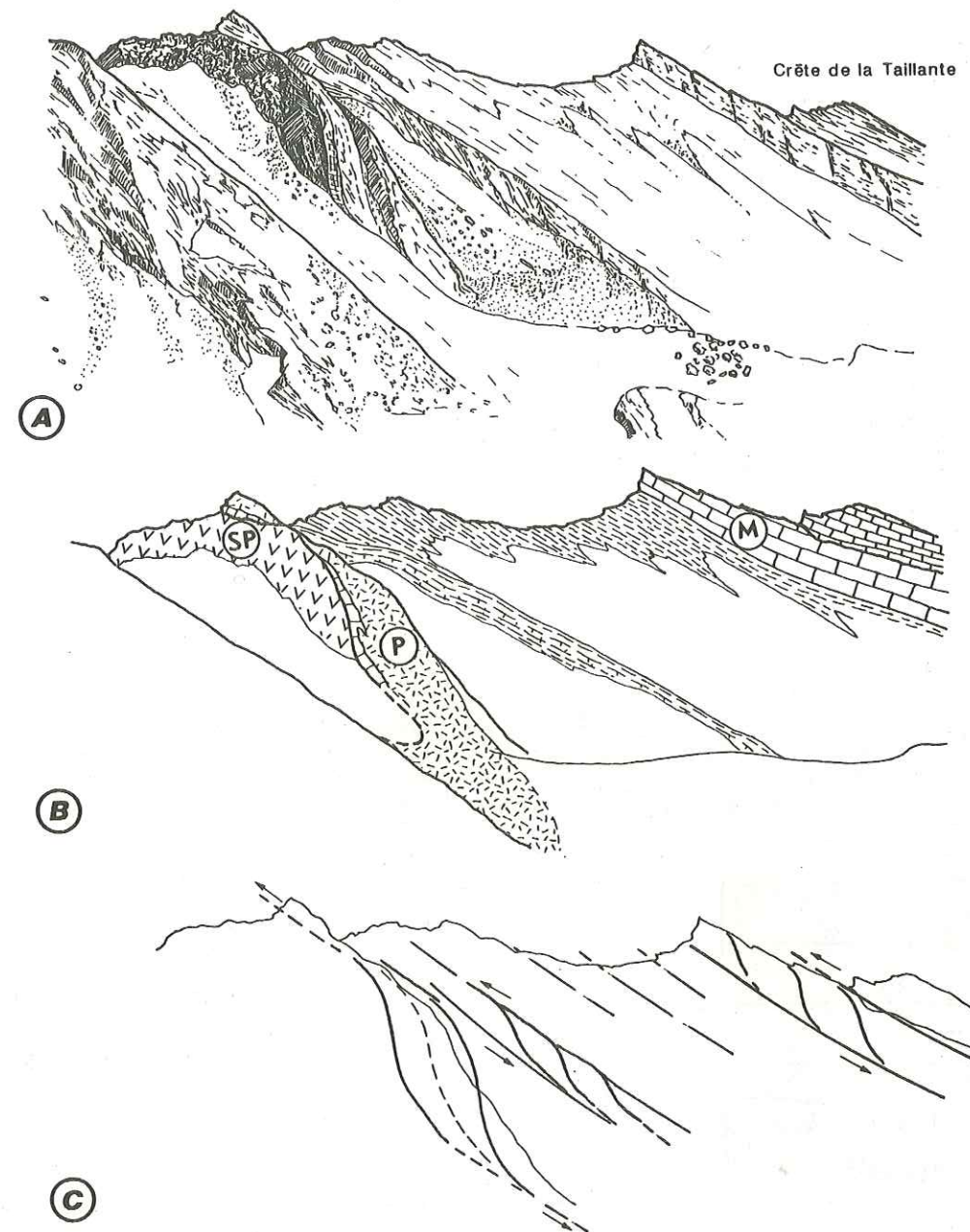


Fig. 74. - A. Panorama sur la Crête de la Taillante et la Cutche, pris depuis le sentier de grande randonnée (GR58) avant d'atteindre le Lac Baricle. On regarde vers le Sud Est. (d'après un cliché de K. Garland).

B. Interprétation géologique :

SP. Serpentinites de la Crête des Lauzes

P. Méta-coussins et prasinites de la formation de Bouchouse

M. Marbres et quartzites de la Taillante (formation du Lac Baricle).

C. Interprétation structurale :

A l'échelle du paysage, les terrains semblent découpés en amygdalohéctométriques (méga-lentilles de cisaillement et plans "C-S"), traduisant une déformation finie en régime non coaxial à vergence orientale. Dans un tel dispositif, il est probable qu'un bon nombre de contacts sédimentaires initiaux soient utilisés comme surface de glissement, sans toutefois que l'agencement lithostratigraphique d'ensemble soit perturbé. De telles structures sont fréquentes dans les Schistes lustrés de ces régions.

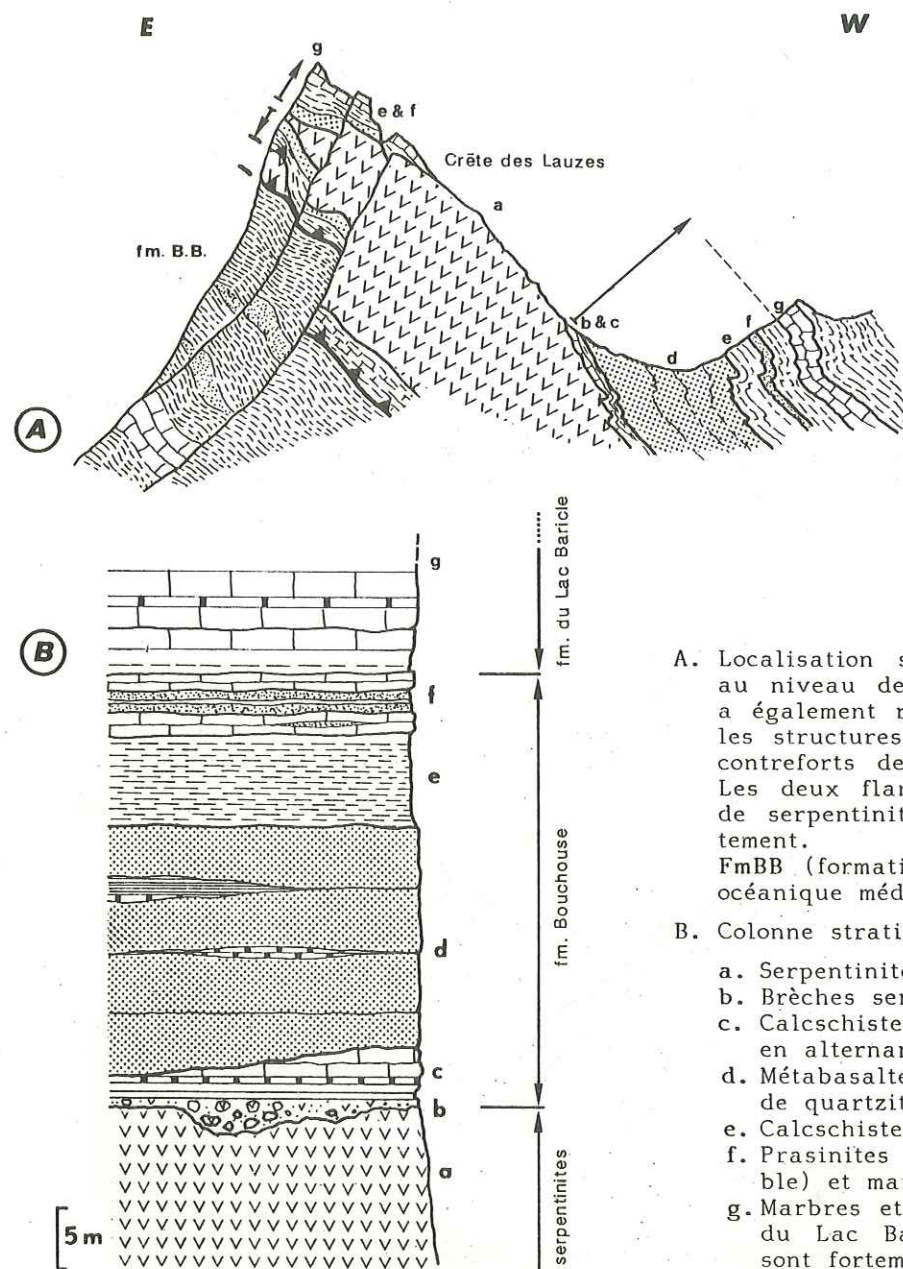


Fig. 75 .- La formation de Bouchouse.

- A. Localisation sur une coupe schématique au niveau de la Crête des Lauzes. On a également représenté en arrière-plans les structures visibles sous les premiers contreforts de la Crête de la Taillante. Les deux flancs du pli couché à cœur de serpentinites apparaissent ainsi nettement. FmBB (formation du Bric Bouchet, unité océanique médiane).
- B. Colonne stratigraphique synthétique :
- Serpentinites
 - Brèches serpentineuses et ophicalcites
 - Calcschistes, quartzites et marbres en alternances serrées.
 - Métabasaltes en coussins et interlits de quartzites et métaradiolarites
 - Calcschistes
 - Prasinites (origine détritique probable) et marbres
 - Marbres et quartzites de la formation du Lac Baricle (en A, ces niveaux sont fortement amincis).

b. Présentation d'une succession-type.

Une colonne synthétique de la formation de Bouchouse peut être dressée à partir d'observations réalisées le long du torrent de Bouchouse et des escarpements situés au Nord de la Cutche (fig. 74 et 75) (1).

Comme nous l'avons vu ci-dessus, les premiers niveaux reposant directement sur les serpentinites sont des serpentinoschistes à filets carbonatés et des talcschistes. Il s'agit probablement d'anciens niveaux détritiques ultrabasiques, équivalents laminés des ophicalcites décrites plus haut. Vient ensuite un ensemble d'épaisseur métrique, finement lité, composé de bancs quartzitiques, schisteux et chloriteux (anciens sédiments plus ou moins riches en débris ophiolitiques, essentiellement serpentineux). Puis, localement, apparaissent des bancs de marbres à zones siliceuses. Un empilement de métacoulées basaltiques en coussins, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, fait suite aux carbonates. Les coussins, localement bien conservés, sont le plus souvent aplatis et étirés dans la direction E-W. Les zones périphériques riches en varioles écrasées sont parfaitement reconnaissables. La matrice inter-pillows, actuellement entièrement chloritisée est encore visible. Entre certaines coulées apparaissent des passées lenticulaires de marbres et de jaspes blancs et rouges. Des fantômes étirés de radiolaires peuvent y être localement reconnus.

Les métabasaltes sont recouverts à leur tour par des calcschistes (15, 20 m) puis par des marbres (10 m). Ceux-ci contiennent quelques fines intercalations de chloritoschistes, de talcschistes et de prasinites rubanées.

2. La formation du lac Baricle

La formation du Lac Baricle qui arme sur plus de 3 km la Crête de la Taillante fait suite progressivement à la formation de Bouchouse. Le passage s'observe le long des premiers contreforts nord de la Crête de la Taillante. Cette formation se caractérise par une succession de niveaux de marbres d'épaisseur métrique, alternant avec des quartzites phylliteux verdâtres. Elle se poursuit vers le Sud où elle forme l'escarpement de la Brèche de Ruine et les sommets du Pain de Sucre et du Pic d'Asti. Elle affleure également sur le versant italien, dans le vallon del Giarus, au-dessus de Chianale, où son épaisseur apparente diminue.

Les marbres, de couleur blonde, sont généralement riches en granules ou en filets siliceux. Ils sont plus abondants à la base de la formation. Les quartzites phylliteux montrent une gamme variée de faciès, depuis des quartzites riches en micas blancs jusqu'à des quartzites albitiques à chlorites et épidote.

L'épaisseur initiale totale de ces niveaux ne devait pas dépasser 100 m. La répétition de cette formation, par grands plis couchés vers le Sud, augmente considérablement son épaisseur apparente. Les plis sont bien visibles du sommet de la Crête Mouloun, ou des premiers contreforts du massif du Viso (fig. 76).

Au sommet de la formation, les niveaux quartzitiques sont plus fréquents et plus épais. Ils sont abondants par exemple dans le secteur de la Brèche de Ruine et sur le flanc ouest du Pain de Sucre, où se fait le passage avec la formation sus-jacente. A cet endroit (fig. 77), les marbres blonds siliceux qui forment le sommet du Pain de Sucre se chargent progressivement en matières phylliteuses. De minces niveaux verdâtres apparaissent entre les bancs de carbonates. On rencontre ensuite des quartzites peu phylliteux alternant avec de fins bancs de marbres, de calcschistes à fuchsite, de schistes phengitiques clairs et de chloritoschistes. Un des niveaux de quartzites a été analysé (tableau 9). Ses faibles teneurs en Cr, Ni, MgO et TiO₂ traduisent l'absence de pollution par des éléments éruptifs d'origine océanique. Ce caractère ne doit pas être étendu à l'ensemble de la formation puisque, comme nous venons de le décrire, il existe entre ces niveaux quartzitiques, des interstratifications de calcschistes à fuchsite (riches en Cr) et de chloritoschistes (riches en Mg) indiquant la présence d'anciens débris fins d'origine océanique.

La séquence métasédimentaire se charge peu à peu en niveaux de calcschistes carbonatés; on passe ainsi progressivement à la formation sus-jacente.

(1) La Cutche : la "couche", endroit où on laisse les brebis pour la nuit.

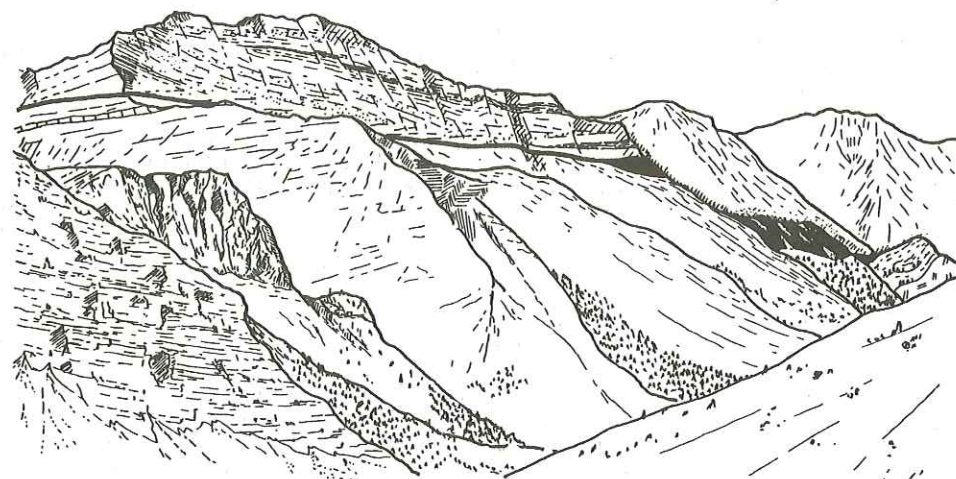


Fig. 76 .- Panorama sur la Crête de la Taillante, pris depuis les contreforts du massif du Viso, au-dessus du refuge Ballif. On regarde vers l'Ouest.

- . Au premier plan, les calcschistes de l'unité océanique médiane ;
 - . Au second plan, à gauche, l'olistolite de la Crête Mouloun ;
 - . Au troisième plan, l'unité océanique supérieure dont le contact de base, bien visible dans le paysage, est localement jalonné par des écailles de serpentinites (à droite) ;
- Les grands plis couchés dans la Crête de la Taillante apparaissent nettement, les serpentinites de la Crête des Lauzes (en noir) sont visibles à droite du croquis.
- . Au dernier plan, l'unité des calcschistes.

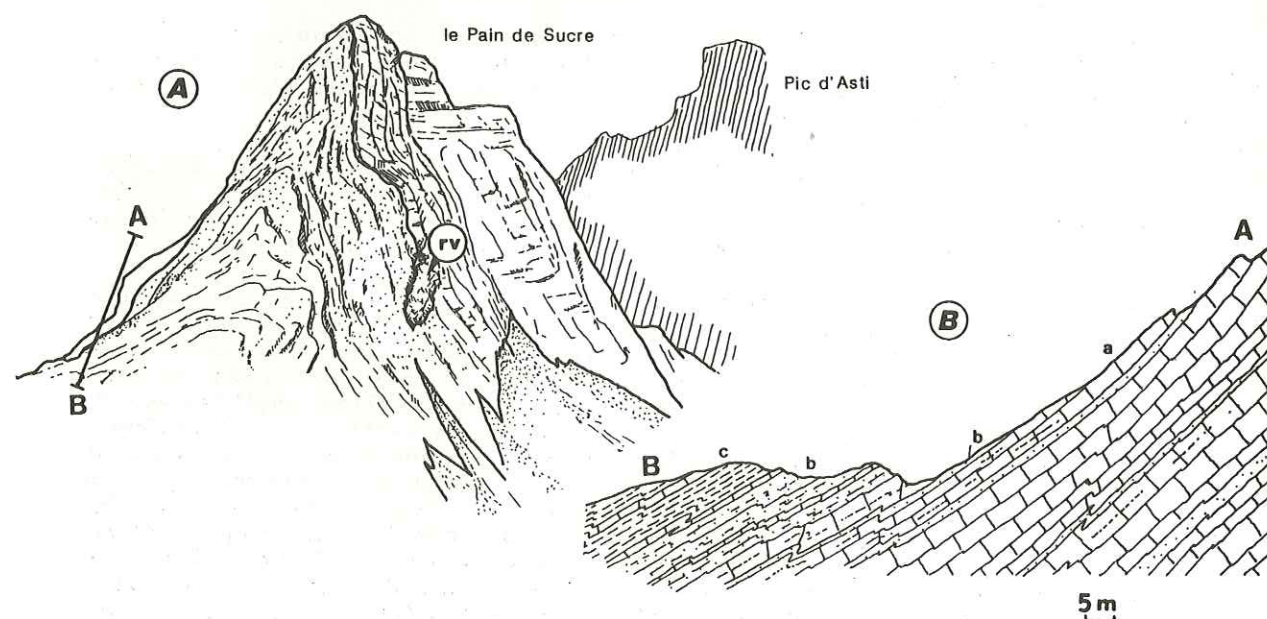


Fig. 77 .- A. Panorama sur le Pain de Sucre ; on regarde vers le Nord-Est. (rv: roche verte ; olistolite probable).

B. Coupe A.B. montrant le passage de la formation du Lac Baricle à la formation du Col Agnel.

- a. Marbres plus ou moins gréseux ;
- b. Quartzites à interlits de schistes basiques verdâtres ;
- c. Calcschistes à bancs de marbres et schistes noirs.

3. La formation du Col Agnel

a. Introduction

Cette formation a été décrite pour la première fois par Lemoine et Tricart (1979). Définie dans le secteur du Col Agnel, où elle fait suite aux marbres de la Taillante, elle est présentée par les auteurs comme une formation plus ou moins riche en olistolites plurimétriques d'ophiolites, répartis de façon aléatoire au sein d'une matrice faite de schistes sombres non calcaires alternant régulièrement avec des bancs décimétriques de calcaires jaunes.

En 1979, la publication de Lemoine et Tricart a été perçue comme une contribution importante à la compréhension de ces zones. Abandonnant définitivement l'interprétation faisant de tous les blocs plurimétriques d'ophiolites des écailles synschisteuses boudinées, les auteurs montraient qu'il s'agissait plutôt "d'olistolites plus ou moins retouchées par des déformations alpines", ouvrant ainsi la voie à des idées et interprétations nouvelles fructueuses.

Dans le secteur cartographié, la formation du Col Agnel occupe le fond de la cuvette des lacs Egourgéou et Foréant, entre la Crête de la Taillante et la ligne de crête Pic de Foréant - Pic Ségure (fig. 67), où elle est recouverte, en contact anormal, par les calcschistes de l'unité sus-jacente. Comme nous le notions ci-dessus, c'est dans ce secteur, et plus particulièrement sur le revers occidental du Pain de Sucre, que le contact progressif de la base de cette formation avec la formation de la Taillante à laquelle elle fait suite peut être observé.

La formation se poursuit plus au Sud, entre le Col Vieux et le Col de l'Eychasier, et s'étend ensuite largement dans la haute vallée de l'Aigue Agnelle, où elle forme notamment toutes les pentes visibles en rive gauche du torrent, depuis le col de Longet jusqu'au Pic de Caramantran. Elle affleure également en haute vallée de l'Aigue Blanche, au-dessus de la mine de cuivre de St Véran et à l'Ouest de Rocca Bianca. Dans tous ces secteurs, les blocs de roches vertes, souvent monumentaux (jusqu'à 500 m de longueur), sont bien visibles dans le paysage, où ils apparaissent à moitié déchaussés de leur gangue métasédimentaire.

Il n'est pas possible de présenter une colonne détaillée de la formation du Col Agnel. Bien qu'il s'agisse en effet d'une alternance parfois monotone de calcschistes plus ou moins carbonatés, les coupes réalisées localement montrent les unes par rapport aux autres, des variations importantes dues à l'apparition ou à la disparition de niveaux particuliers (marbres, quartzites, serpentinoschistes, etc ...).

A cela, s'ajoute le caractère souvent chaotique de la sédimentation, bien souligné par la présence des blocs d'ophiolites disséminés de façon éparse au sein des calcschistes. Pour cette raison, nous présenterons succinctement les grandes caractéristiques de cette formation, et nous décrirons quelques secteurs dans lesquels peuvent être effectuées les observations les plus convaincantes.

b. Principales caractéristiques de la formation ; Analogies avec la formation du Bric Bouchet

La formation du Col Agnel est constituée avant tout, par une alternance de niveaux décimétriques de calcschistes et de marbres phylliteux. A la base de la formation, dans le secteur du Col Vieux et du Col Agnel, apparaissent fréquemment des passées plus ou moins épaisses, parfois décamétriques, de schistes noirs identiques à ceux constituant la partie supérieure de la formation des calcschistes et schistes noirs. Ces niveaux sont attribués au Crétacé "moyen", par Cabry et Maurin (Maurin, 1982). Nous nous rangeons aux opinions de ces auteurs, en rappelant une fois encore les analogies existant entre ces roches et les schistes du Val Lavagna de l'Apennin ligure.

Ces horizons schisteux sombres apparaissent à plusieurs reprises, plus haut dans la série. Ces récurrences, peut-être stratigraphiques pour certaines, sont en partie dues au nombreux replis et cisaillements qui affectent la série. La monotonie des faciès rend toutefois difficile l'établissement d'une cartographie précise des structures plicatives.

Les schistes noirs ne forment donc pas ici un ensemble cartographiquement continu, se suivant sur plusieurs kilomètres de distance. Pour cette raison, à la différence de la série Mirabouc - Bouchet, nous ne les avons pas individualisés au sein d'une formation distincte. Retenons qu'ils sont apparemment plus fréquents et plus épais

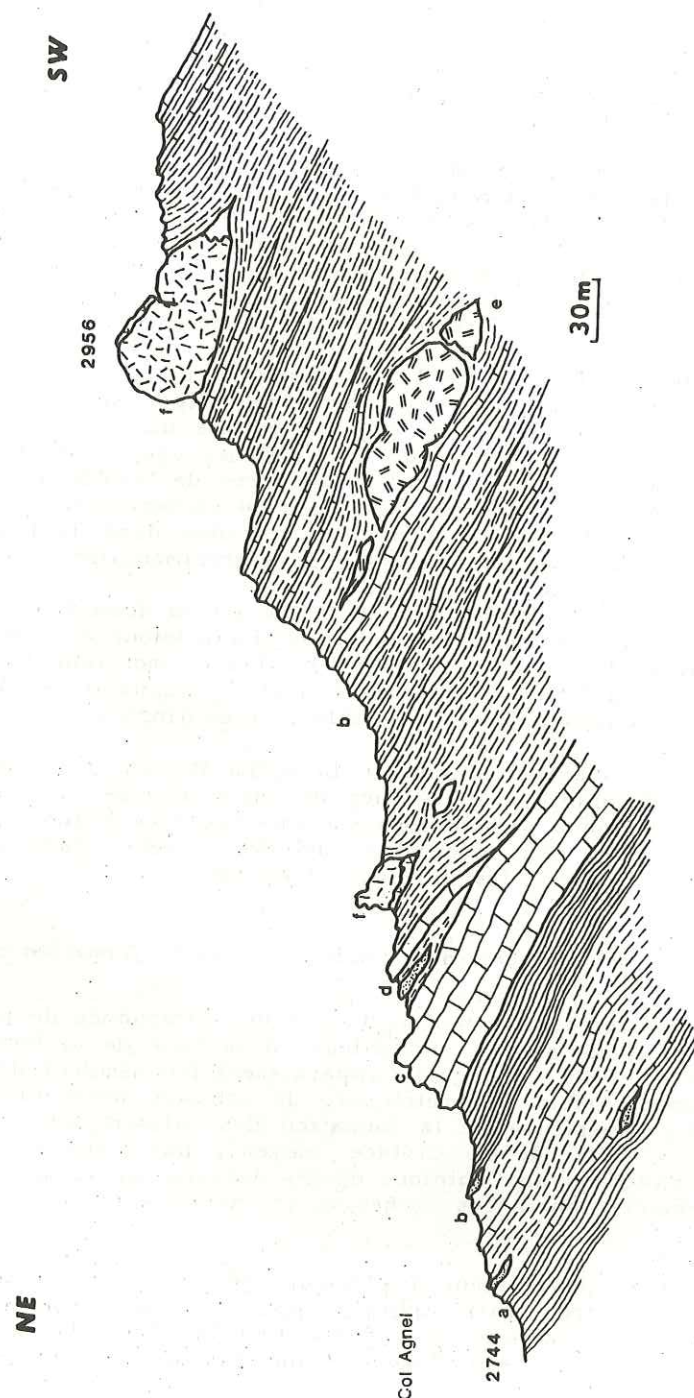


Fig. 78 .- Coupe de l'arête frontière, au Sud du Col Agnel (d'après Maurin, 1982), redessiné.

- a. Schistes noirs (Crétacé "moyen")
- b. Calcschistes et calcaires
- c. Marbres massifs localement à blocs d'ophiolites
- d. Prasinites indifférenciées
- e. Gabbros
- f. Métabasaltites en coussins.

à la base de la formation.

La monotonie de cette formation est rompue par l'existence des blocs d'ophiolites - sur lesquels nous reviendrons - et par la présence de niveaux d'épaisseur métrique de lithologies variées : marbres purs, marbres phylliteux, quartzites, serpentinoschistes, chloritoschistes, schistes albitiques.

Un niveau de marbres, épais de plusieurs dizaines de mètres, est bien visible par exemple, à mi-pente, le long du versant oriental dominant le vallon des lacs Egourgéou et Foréant (fig. 67) (1). Il renferme localement des blocs hectométriques de roches vertes (ovardites, gabbros et serpentinites). Un niveau comparable (en continuité cartographique ?) est bien visible sur l'arête frontière, immédiatement au Sud du Col Agnel. Des horizons carbonatés plus phylliteux et plus diffus, arment de nombreux escarpements en rive droite et gauche de l'Aigue Agnelle.

La route menant au refuge Agnel recoupe quelques horizons de quartzites phylliteux. Elle entaille également un des rares niveaux prasinitiques que contient cette formation.

La formation du Col Agnel présente ainsi de nombreuses analogies avec la partie supérieure de la formation de l'Alpe Crosenna (schistes noirs) et la formation du Bric Bouchet qui lui fait suite. Ces analogies permettent de corréler ces ensembles (fig. 80).

Toutefois, quelques différences doivent être notées. La formation du Col Agnel est pratiquement dépourvue de prasinites stratiformes. Elle renferme, par contre, des blocs ophiolitiques dont la taille moyenne (50 - 100 m) est supérieure à celle de la majorité des olistolites de la formation du Bric Bouchet. Ces blocs se répartissent géographiquement de façon plus homogène (voir carte, fig. 63). Ils sont essentiellement constitués par des gabbros et des serpentinites. Les métabasaltites sont rares. Les blocs gabbroïques sont fréquemment enchassés dans une gangue serpentineuse fortement schistosée. Dans la région de la Crête de l'Eychassier, les blocs sont groupés en un amas chaotique et emballés par une matrice chloriteuse, talqueuse et serpentineuse formant une vaste synforme, apparaissant à flanc de montagne.

c. Quelques coupes représentatives dans la formation du Col Agnel

* L'arête frontière au sud du Col Agnel (fig. 78)

Du Col Agnel au point coté 2956, la formation du Col Agnel présente la plupart de ses aspects caractéristiques. On rencontre ainsi, du bas vers le haut, des schistes noirs et des calcschistes carbonatés, renfermant quelques petits blocs de métabasites, un épais niveau de marbres clairs, puis une séquence épaisse de plusieurs centaines de mètres, de calcschistes à minces interlits marmoréens, au sein de laquelle sont inclus des olistolites parfois hectométriques de métabasaltites en coussins et de gabbros.

Cette coupe, qui a servi de base aux travaux de Lemoine et Tricart (1979), figure dans le mémoire de Maurin (1982) (fig. 78).

* Le vallon de Longet et le Col de Longet (fig. 79).

Le torrent de Longet se jette dans l'Aigue Agnelle, au point coté 2085 m. Le vallon de Longet, dans lequel il s'écoule est entièrement entaillé dans la formation du Col Agnel. En remontant le vallon, on observe tout d'abord en rive droite, sur la crête de Couesta Embrecha, une importante masse serpentineuse englobée dans les calcschistes, occupant un petit col. La limite cartographique des serpentinites a une forme ovoïde. A la cote 2430 m, au fond du torrent, apparaît une masse plus ou moins fusiforme de métagabbros massifs encadrés vers le haut et vers le bas par des métabrèches gabbroïques à éléments serpentineux dont l'origine est vraisemblablement sédimentaire. Au toit des gabbros, ces brèches passent progressivement à des talcschistes au sein desquels apparaissent quelques minces bancs

(1) Ce niveau constitue peut-être un repère lithostratigraphique. Il pourrait être corrélié avec le niveau de carbonates visible dans la coupe ouest - Bouchet (Lagabrielle, 1982), ou avec la bande de marbres à bloc d'ophiolites des Bréchettes et du Lac d'Asti apparaissant au sommet de la formation du Bric Bouchet.

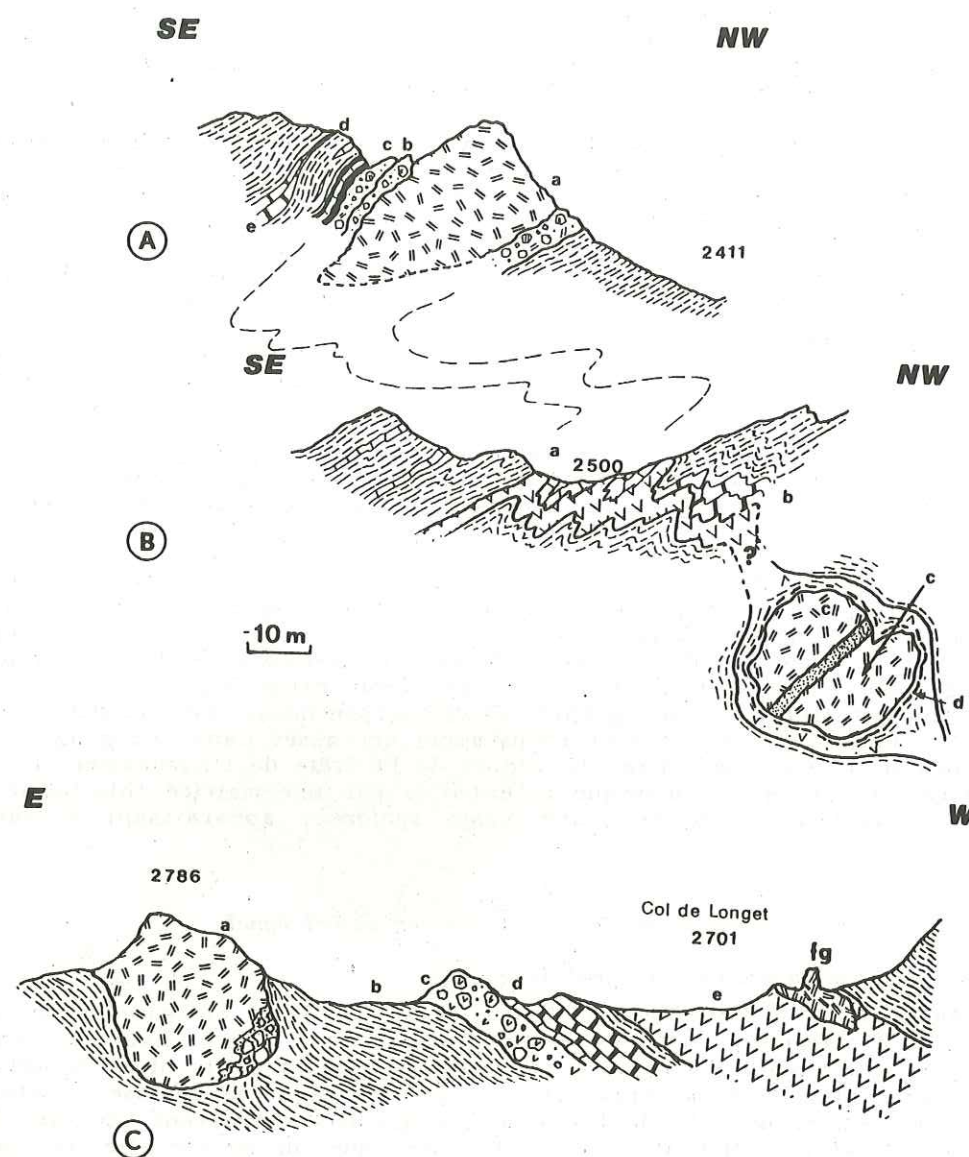


Fig. 79. — Coupes schématiques dans la formation du Col Agnel au niveau du Vallon de Longet et au Col de Longet.

- A. Aux environs de la cote 2430 m, au fond du vallon de Longet.
 - a. Métagabbros
 - b. Brèches et microbrèches ophiolitiques polygéniques
 - c. Talcschistes
 - d. Calcschistes et marbres
 - e. Quartzites.
- B. Aux environs de Clot Méa (cote 2500 m)
 - a. Serpentinites et serpentinoschistes
 - b. Marbres et quartzites
 - c. Gabbros traversés par un filon doléritique
 - d. Gabbros foliés et talcschistes
- C. Au col de Longet
 - a. Gabbros
 - b. Calcschistes
 - c. Ophicalcites
 - d. Quartzites
 - e. Serpentinites et schistes serpentineux
 - fg. ferrogabbros.

de marbres. On y rencontre également des chloritoschistes dans lesquels nous avons pu reconnaître des pyroxènes détritiques. Les talcschistes deviennent plus carbonatés, on passe ainsi progressivement aux calcschistes encaissants. Un niveau quartzitique se développe latéralement (fig. 79A).

Ce petit ensemble ophiolitique se raccorde cartographiquement à des affleurements visibles entre la Crête de Couesta Embrencha et Clot Méa, sur un léger ensellement à 2500 m d'altitude. A cet endroit, interstratifié dans les calcschistes et vigoureusement plissé avec eux, apparaît un horizon de serpentinites (anciennes brèches probables), d'épaisseur plurimétrique. Un niveau de marbres blonds, et des quartzites à amphiboles bleues, localement interstratifiés avec les carbonates, sont associés avec les serpentinites. Les ultrabasites se poursuivent vers le Nord, plus bas dans le versant. Elles renferment là une "boule" gabbroïque, entièrement emballée dans une enveloppe de gabbros très foliés, parfois talqueux. Un filon de dolérite, peu déformé, traverse les gabbros de part en part (fig. 79B).

D'autres blocs de roches vertes sont bien visibles aux alentours immédiats du Col de Longet. Une petite coupe, levée entre le point coté 2786 et ce col, permet d'observer, de l'Est vers l'Ouest, c'est-à-dire du bas vers le haut, selon la polarité actuelle (fig. 79C) :

- . une masse hectométrique de gabbros bleutés (à tendance ferrogabbro) ; des brèches magmatiques gabbroïques forment la partie occidentale de ce bloc ;
- . des calcschistes, renfermant un petit banc de quartzites ;
- . des ophicalcites recouvertes par un niveau de carbonates, puis des quartzites ;
- . des calcschistes ;
- . des serpentinoschistes visibles au col proprement dit et qui renferment, immédiatement à l'Ouest de celui-ci, une petite masse décamétrique de ferrogabbros(1).

* Le Vallon de Clausis et le secteur du Cornivier

Le vallon de Clausis s'allonge parallèlement au vallon de Longet, à l'Est de celui-ci. Il est ouvert lui aussi dans la formation du Col Agnel, qui se prolonge vers le Sud, au-delà de la ligne de crête séparant les vallées de l'Aigue Agnelle et de l'Aigue Blanche, sur les pentes du Cornivier et de Chamoussière.

Nous n'avons pas effectué d'observations détaillées dans ces régions, mais seulement quelques excursions, en compagnie de R. Caby, M. Lemoine et P. Tricart.

Dans le vallon de Clausis, on rencontre ainsi, en rive gauche du torrent, à la cote 2600 m., une imposante masse gabbroïque allongée, reposant sur des calcschistes par l'intermédiaire d'un coussinet de chloritites et de prasinites (anciens niveaux détritiques de granulométrie fine). Des petits blocs plurimétriques de gabbros et de serpentinites sont visibles ça et là, dans les pentes et au fond du vallon.

Plus au Sud, au-delà de la crête formant le vallon de Clausis apparaissent d'autres blocs, essentiellement gabbroïques : Le Rouchon (ferrogabbros), une masse ovoïde de gabbros clairs, visible en rive droite du torrent de Cornivier, sous le point coté 2722, la Roche Ronde (gabbros magnésiens), et d'autres petites masses éparpillées dans les calcschistes, qui forment un semis lâche, visible sur les pentes du Pic de Caramantran.

Plus au Sud encore, dans le secteur du Col de St Veran, la formation du Col Agnel se raccorde cartographiquement aux terrains de l'unité du Col de St Veran (Lagabrielle, 1982), chevauchante sur les ophiolites plissées de Rocca Bianca et leur couverture sédimentaire adhérente.

(1) Pour Ayoub (1984), ces affleurements représenteraient plutôt le prolongement vers le Nord de ceux formant la mine de Saint Veran.

D. CONCLUSIONS : AGE ET SIGNIFICATION DE LA SERIE DE LA TAILLANTE (fig. 80)

1. Attributions stratigraphiques

La série de la Taillante se compose de trois formations superposées, dont nous rappellerons brièvement les principaux caractères :

a. La formation de Bouchouse

En contact stratigraphique sur des serpentinites, viennent tout d'abord des méta-sédiments peu épais, de composition variée, remaniant par endroit des produits serpentiniteux et immédiatement recouvertes par des coulées basaltiques d'affinité tholéiitique. Des métaradiolarites s'intercalent entre certaines coulées. Sur les basaltes reposent des calcschistes et quelques niveaux de marbres. L'épaisseur totale de cette formation est estimée à 100 m.

Deux faits fondamentaux méritent d'être soulignés ; ils permettent notamment d'attribuer cette formation à l'Oxfordien - Kimméridgien par analogie avec un massif voisin (voir ci-après) :

- (1) Les laves sont discordantes sur le substratum serpentiniteux et son premier napage sédimentaire (fig. 81B) ;
- (2) Le dépôt des radiolarites est contemporain de l'activité volcanique.

Ces deux faits se retrouvent rigoureusement dans le massif de Traversiera, dont nous avons déjà présenté une première analyse (Schaaf, Polino et Lagabrielle, 1985). La série sédimentaire visible sur ce massif, comprend à la base, des radiolarites datées de l'Oxfordien moyen - Kimméridgien inférieur (voir IV, ce chapitre) associées à des basaltes, eux aussi discordants sur un substratum serpentiniteux. Ce dispositif rappelant également celui visible à la base de l'unité océanique médiane signifie que le substratum océanique s'est élaboré au cours de plusieurs épisodes tectonomagmatiques successifs. Nous reprendrons cette discussion dans un chapitre particulier (p. 193).

b. La formation du Lac Baricle

Des marbres siliceux et des quartzites alternant selon des proportions variables composent cette formation, dont l'épaisseur a pu atteindre 100 m. L'abondance des niveaux carbonatés permet de proposer des corrélations sérieuses avec les calcaires à Calpionelles de l'Apennin, datés du Tithonique au Néocomien. La présence d'horizons de quartzites permet également d'établir des analogies avec les schistes à Palombini (Crétacé inférieur). Ceux-ci contiennent parfois des niveaux gréseux (Abbate et Sagri, 1970), équivalents probables des quartzites.

La formation du Lac Baricle peut ainsi être attribuée au Malm - Néocomien, en précisant toutefois que sa partie sommitale peut comprendre des termes plus élevés du Crétacé inférieur.

c. La formation du Col Agnel

Les calcschistes et schistes noirs présents à la base de cette formation évoquent, nous l'avons vu, des niveaux ligures datés du Crétacé "moyen" : les schistes du Val Lavagna. La suite de la série est analogue, à quelques différences près, par ailleurs déjà soulignées, à la formation du Bric Bouchet (Cénomano-Turonien probable). Ces deux ensembles seront donc facilement corrélés.

Comme la formation du Bric Bouchet, la formation du Col Agnel est une série de type flysch, à blocs d'ophiolites. Sa mise en place correspond à une "révolution" tectonosédimentaire, traduisant un bouleversement dans l'évolution du bassin.

2. Comparaison avec la série Mirabouc - Bouchet (fig. 80).

La série de la Taillante montre de nombreuses ressemblances et analogies avec la série Mirabouc - Bouchet. Certaines d'entre elles ont été soulignées au fil du texte qui précède. Insistons ici sur quelques dissemblances :

- (1) Les marbres et quartzites de la formation du Lac Baricle sont réduits (quelques mètres), voire absents dans la formation Mirabouc. Ils confèrent à la série de la Taillante un cachet ligure plus marqué.

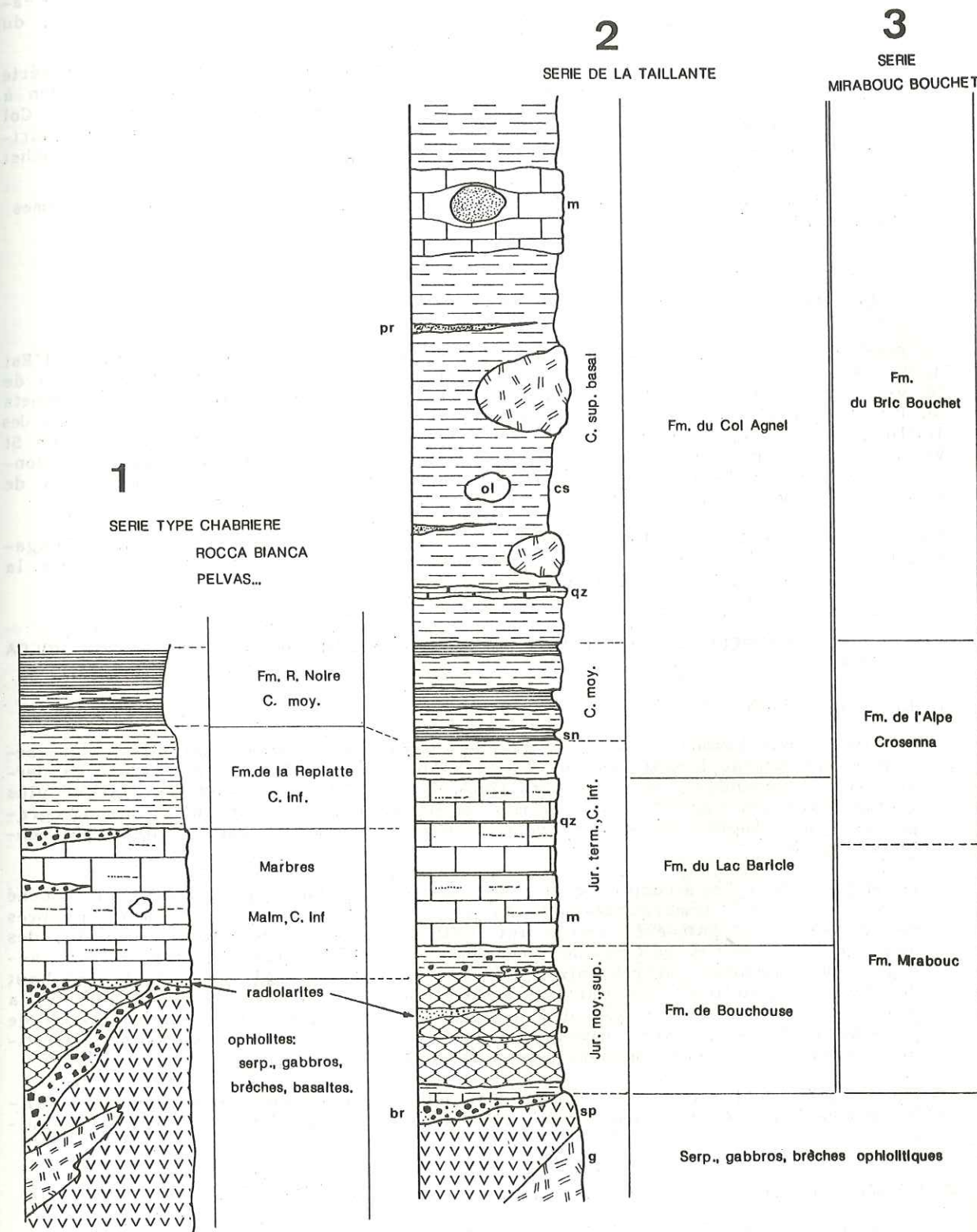


Fig. 80 .- Colonne stratigraphique schématique de la série de la Taillante. Comparaisons avec la série Mirabouc - Bouchet et avec la série de Chabrière et ses équivalents plus riches en détritiques ophiolitiques (ex. Rocca Bianca, Pelvas, etc ...
g : gabbros ; sp : serpentinites ; b : basaltes ; br : brèches ophiolitiques ; m : marbres ; qz : quartzites ; s.n. : schistes noirs ; cs : calcschistes ; ol : olistolite.

Leur grande extension géographique nous a conduit à les individualiser au sein d'une formation particulière. De ce fait, à la formation Mirabouc de l'unité océanique médiane, correspond à la fois la formation de Bouchouse et la formation du Lac Baricle de l'unité océanique supérieure (fig. 80).

(2) Les schistes noirs bien développés et cartographiquement continus dans la série Mirabouc - Bouchet sont ici plus diffus. Leur individualisation comme formation à part entière ne nous semble pas justifiée. En conséquence, la formation du Col Agnel peut être corrélée avec l'ensemble constitué par les schistes noirs et quartzites terminant la formation de l'Alpe Crosenna et par la formation du Bric Bouchet qui leur fait suite.

(3) La formation du Col Agnel est quasiment dépourvue de prasinites stratiformes elle diffère en ce sens de la formation du Bric Bouchet.

IV.- LES MASSIFS DU "FOND DE St VERAN"

Le Fond de St Véran correspond au bassin versant de l'Aigue Blanche. Situé à l'Est de St Véran, ce secteur est délimité, au Nord par une ligne de crête le séparant de la vallée de l'Aigue Agnelle, à l'Est par l'arête frontière dominée par les sommets du Pic de Caramantran et de Rocca Bianca, et au Sud par les sommets de la Tête des Toillies, du Pic de la Farneireta et de la Tête de Longet. A l'Ouest, le Fond de St Véran est formé par le cordon morainique de la Chapelle de Clausis, dans le prolongement duquel se trouvent, au Nord-Ouest, les petits affleurements serpentineux de la mine de cuivre et de la carrière de marbre (1).

Nous avons commencé, en 1980, l'examen détaillé du massif du Rocca Bianca (Lagabrielle et al., 1984). Depuis, les travaux de Ayoub (1985) sont venus compléter la cartographie et le débrouillage structural de ce secteur complexe.

A. QUELQUES RAPPELS SUR LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DES OPHIOLITES DE ROCCA BIANCA.

1. Lithostratigraphie

Dès 1982, nous avons souligné la grande ressemblance existant entre les séries sédimentaires supraophiolitiques du Pelvas d'Abriès et de Rocca Bianca. Sur ce dernier massif cependant, de meilleures conditions d'affleurements et une variété plus grande dans les ophiolites ont permis de proposer une reconstitution paléogéographique plus complète du substratum océanique et de son premier manteau sédimentaire (fig. 81).

Ce massif, dont la structure d'ensemble dessine un vaste pli kilométrique couché vers le Sud, est remarquable par la présence d'un niveau continu de marbres clairs (10 m. d'épaisseur) recouvrant indifféremment des basaltes en coussin, des gabbros, des brèches gabbroïques sédimentaires et des brèches serpentineuses. Au-dessus des marbres, on rencontre, soit des calcschistes qui contiennent plus haut des blocs d'ophiolites - ce qui signifierait que l'on retrouve là, à la base de la formation du Col Agnel - soit des lentilles de serpentinites bréchiques à blocs de gabbros renfermant divers niveaux sédimentaires (métacherts, micaschistes albitiques, débris de coussins méta-arénites gabbroïques, etc ...).

Ces lentilles sont interprétées comme d'anciennes dépressions limitées par des failles actives durant la sédimentation, et comblées par des détritiques d'origine océanique.

2. La série de type Pelvas - Rocca Bianca

Après avoir décrit les successions sédimentaires visibles en couverture des ophiolites du Pelvas d'Abriès et de Rocca Bianca, nous proposons de définir un type de série supraophiolitique : la série de type Pelvas - Rocca Bianca, comparable dans ses grandes lignes avec la série de Chabrière (Y. Lagabrielle, 1982). Toutefois,

(1) Marbre est pris ici au sens des carriers ; il s'agit en fait d'ophicalcites.

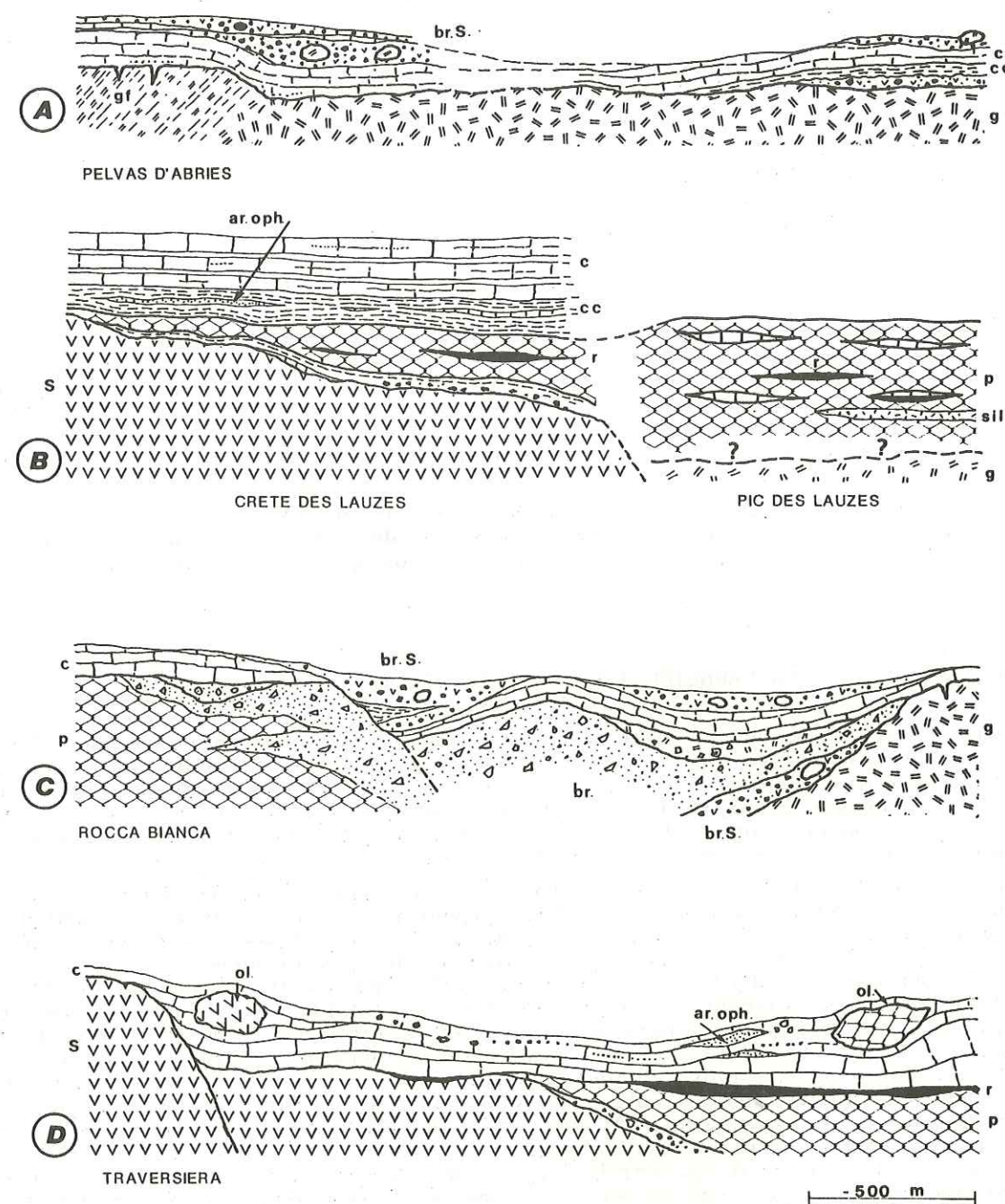


Fig. 81.- Reconstitution du soubassement océanique des massifs du Pelvas d'Abriès (A), du Pic des Lauzes et de la Crête des Lauzes (B), de Rocca Bianca (C) et de Traversiera (D), au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (échelle approximative).

- g. Gabbros
- gf. Gabbros foliés
- p. "Pillows-lavas" (sill = sill doléritique, en B seulement)
- s. Serpentinites
- br. Brèches ophiolitiques
- brs. Brèches serpentineuses à blocs d'ophiolites (gabbros le plus souvent)
- r. Radiolarites (Jurassique supérieur)
- c. Calcaires (Jurassique supérieur - Néocomien)
- c.c. Marnes (calcschistes actuels)
- ar.oph. Arénites ophiolitiques
- ol. Olistolites.

nous faisons remarquer que les niveaux ophiolitiques détritiques, existant à la fois au-dessus et au-dessous des marbres, conféraient aux séries de type Pelvas - Rocca Bianca une certaine originalité vis-à-vis de la succession "idéale" de type Chabrière. Nous verrons plus loin, en rappelant les données publiées à ce jour sur les couvertures sédimentaires des massifs du Cristillan et de Haute Ubaye (lieux de définition de la série de Chabrière) que cette succession "idéale" se rencontre rarement. Dans tous les massifs de ces régions et plus au Sud encore (Traversiera, Gabel, voir p. 141) le détritisme ophiolitique est omniprésent au sein des couvertures sédimentaires. Leur cachet "Chabrière" reste par ailleurs toujours nettement exprimé, souligné par la présence de métaradiolarites, de marbres et de calcschistes. La série de type Pelvas - Rocca Bianca n'est finalement qu'une des nombreuses variantes de la série de type Chabrière (Lagabrielle, 1982).

3. Comparaison avec la série de la Taillante

La série de la Taillante est à la fois plus variée et plus complète que la série de type Pelvas - Rocca Bianca. Elle s'en distingue, par l'existence de la formation de Bouchouse (non reconnue ailleurs), par le développement important des marbres blonds et surtout leur interstratification avec des quartzites, et enfin par la présence de la formation du Col Agnel, absente, par troncature tectonique, au Pelvas d'Abriès.

Après avoir apporté quelques données nouvelles et proposé une courte synthèse sur les séries sédimentaires de type Chabrière des massifs voisins, nous montrerons que la série de la Taillante apparaît à son tour comme une variante locale de cette série type.

B. - LE PIC DE LA FARNEIRETA ET LA TÊTE DES TOILLIES (fig. 82A)

Nous n'avons effectué qu'une tournée de reconnaissance sur ces massifs dont la cartographie et l'analyse stratigraphique sont détaillées dans le travail de Ayoub (1985). Il s'agissait pour nous de s'assurer que les serpentinites du Pic de la Farneireta et les metabasites de la Tête des Toillies pouvaient être rattachées, par les caractères lithostratigraphiques des séquences sédimentaires qui leurs sont associées, aux massifs de l'unité océanique supérieure.

De la Chapelle de Clausis vers le Lac de la Blanche, le sentier longe sur la droite une longue échine serpentineuse. Ces serpentinites sont continues à l'affleurement, jusqu'au Col de la Noire, vers le Sud, où elles apparaissent recouvertes par leur couverture sédimentaire. Les premiers niveaux directement adhérents aux ultrabasites sont des marbres phylliteux, bien visibles le long du flanc oriental du Pic de la Farneireta. Ils dominent là, à la faveur d'une cascade de plis couchés vers le Sud (axes N110), des pseudo-alternances avec les serpentinites (fig. 83). Vers le sommet du Pic de la Farneireta, ces marbres phylliteux passent progressivement à des marbres blonds siliceux plus typiques du Jurassique supérieur - Néocomien. Sous la Petite Tête Noire, à l'Est du Col de la Noire, les mêmes marbres apparaissent sous les serpentinites. Celles-ci dessinent ainsi une antiforme couchée, d'amplitude hectométrique. Au contact marbres - ultrabasites se trouvent des ophicalcites versicolores. La séquence de couverture se complète vers le bas topographique (vers le haut stratigraphiquement) par des calcschistes, des marbres alternant avec des quartzites, des ophicalcites et des serpentinites bréchiques, affleurant sur l'arête reliant la Petite Tête Noire à la base de la paroi de la Tête des Toillies (fig. 83). A cet endroit, émergeant des ophicalcites, on rencontre une masse boudinée de gabbros foliés (ancien olistolite probable) puis les prasinites de la Tête des Toillies qui pourraient être interprétées comme une ou plusieurs coulées basaltiques épanchées sur les métasédiments.

En écartant les prasinites de la Tête des Toillies dont l'origine et la signification prêtent encore à discussion, la série sédimentaire décrite ici évoque tout à la fois la couverture des ophiolites de Rocca Bianca et la séquence décrite au toit des serpentinites du massif de Roche Noire immédiatement à l'Ouest (voir VI, ce chapitre). Ces identités permettent de rattacher sans ambiguïté les ophiolites de la Farneireta - Tête des Toillies à l'unité océanique supérieure.

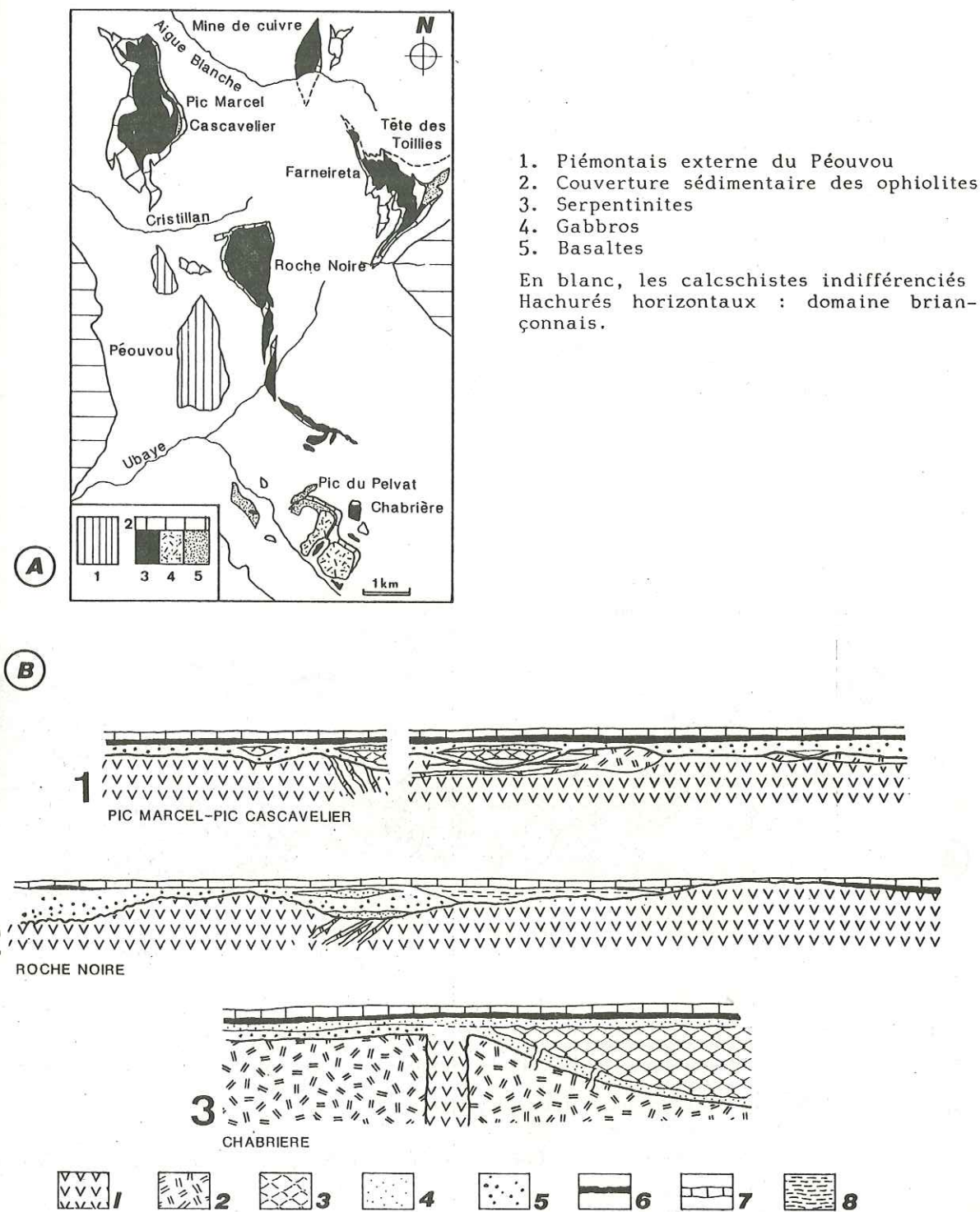


Fig. 82. - Les massifs du "Fond de St Véran", du Haut Cristillan et de la Haute Ubaye.

A. Carte géologique simplifiée, d'après Tricart et Lemoine, 1986.

B. Reconstitution du soubassement océanique au Jurassique supérieur - Néocomien. B1 et B2, d'après Tricart et Lemoine, 1983 ; B3 d'après Tricart et al., 1985.

1. Serpentinites ; 2. Gabbros ; 3. Basaltes en coussins ; 4. Brèches basaltiques (et/ou gabbroïques, B2) ; 5. Brèches de serpentinites et ophicalcites ; 6. radiolarites ; 7. Calcaires (Tithonique - Néocomien) ; 8. Argiles et calcaires.

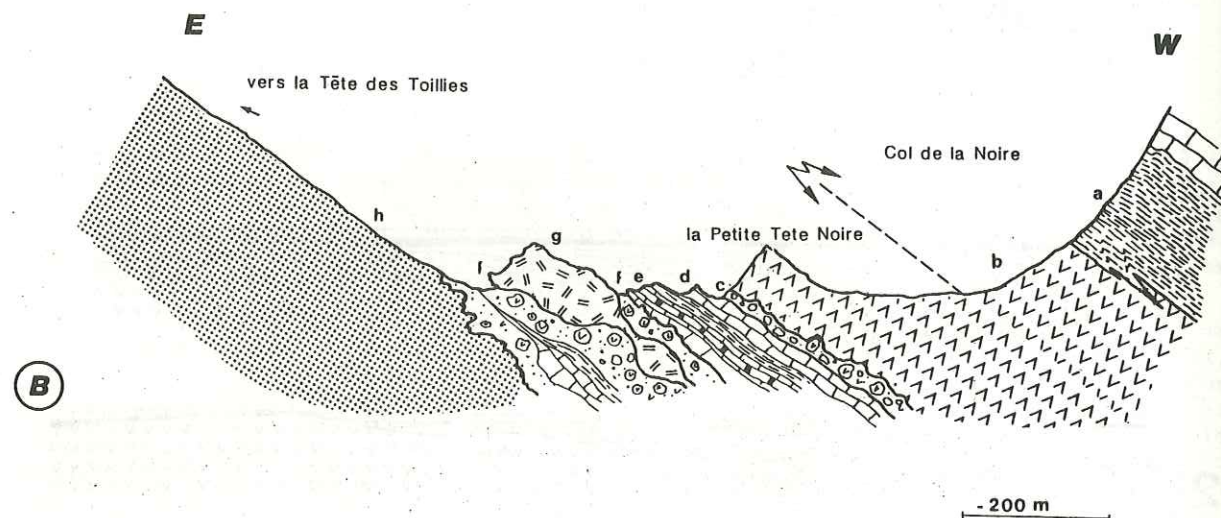
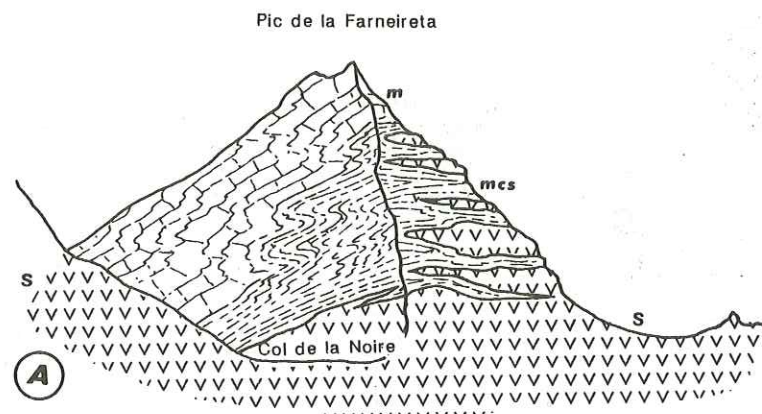


Fig. 83 .- Le Pic de la Farneireta et la Tête des Toillies.

- A. Panorama sur le Pic de la Farneireta (on regarde vers le Sud-Ouest)
- s. Serpentinites
 - m.cs. Marbres phylliteux et calcschistes
 - m. Marbres massifs.
- B. Coupe simplifiée du Col de la Noire à la base de la Tête des Toillies.
- a. Calcschistes (flanc normal)
 - b. Serpentinites
 - c. Ophicalcites (base de la couverture des serpentinites en flanc inverse)
 - d. Marbres
 - e. Calcschistes et quartzites
 - f. Ophicalcites
 - g. Gabbros
 - h. Métabasalt de la Tête des Toillies.

V .- LES MASSIFS DE TRAVERSIERA ET DU MONT GABEL : DATATION DES SEDIMENTS SUPRA-OPHIOLITQUES PAR LES RADIOLAIRES

Dans ce paragraphe, nous quittons la région du Haut Queyras, pour nous diriger vers le Sud-Ouest, en Haut Val Maïra, dans la bande de Schistes lustrés comprise entre les zones d'Acceglio et du Roure. Dans ce secteur, quelques massifs ophiolitiques épars, encore inexplorés dernièrement, montrent de fortes analogies avec les massifs de l'unité océanique supérieure. Comme eux, ils sont riches d'enseignement pour la stratigraphie et la géodynamique du domaine piémontais.

Parmi ces massifs, les deux principaux, Traversiera et le Mont Gabel ont fait l'objet d'une description préliminaire (Lagabrielle et al., 1982c). Depuis, nous avons complété nos travaux par le dégagement d'une faune de Radiolaires provenant de la couverture des ophiolites de Traversiera (Schaaf, Polino et Lagabrielle, 1985), et dont l'âge est identique à celui obtenu par de Wever et Caby (1981) au Pic Cascavelier (voir VI, ce chapitre).

Les lignes qui suivent sont parfois empruntées à deux articles déjà publiés (Lagabrielle et al., 1982c ; Schaaf et al., 1985).

A .- LE MASSIF DE TRAVERSIERA

Le massif de Traversiera (Crête de Traversiera) est une étroite bande d'ophiolites, d'extension E-W, d'un kilomètre de longueur, affleurant au Nord du village d'Acceglio sur le versant italien des Alpes Cottiennes (Haut Val Maïra) (fig.4.).

Les ophiolites, en position renversée, sont en contact stratigraphique avec une couverture sédimentaire de type Pelvas - Rocca Bianca ou Chabrière, bien développée et constituant de nombreux affleurements facilement accessibles.

1. Le paléo-substratum océanique

Il s'agit ici de serpentinites et de basaltes métamorphisés dans le faciès schistes bleus. Le contact entre ces roches n'est pas directement accessible à l'observation. La couverture sédimentaire des ophiolites continue à l'affleurement repose à la fois sur les serpentinites (à l'Ouest) et sur les basaltes (à l'Est) (fig.84).

La présence d'ophicalcites entre les serpentinites et les métabasalts permet de montrer que ces derniers se sont épanchés sur les ultrabasites, alors mises à l'affleurement et déjà bréchifiées. Ces basaltes et les ophicalcites sous-jacentes sont donc équivalents à la formation de Bouchouse décrite au-dessus des serpentinites de la Crête des Lauzes.

2. La couverture sédimentaire

La couverture des ophiolites débute par des radiolarites lie-de-vin, se présentant sous la forme de lentilles d'extension décamétrique dont la puissance atteint localement 3 m. Ces lentilles apparaissent sporadiquement sur les basaltes ou sur les serpentinites (leur puissance est alors réduite). Des radiolarites existent également au sommet de la pile volcanique où elles se présentent en minces niveaux alternant avec des brèches d'éclatement à éléments de coussins variolitiques.

Le dispositif formé par les basaltes, les serpentinites et les placages radiolaritiques est uniformément recouvert par un horizon de marbres clairs d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Les marbres se chargent localement en détritiques fins serpentineux formant de minces lits granulo-classés. Vers l'Est, les produits détritiques ophiolitiques deviennent plus abondants et s'organisent en séquences classées lenticulaires, de plusieurs mètres de puissance où alternent des brèches serpentineuses, des talcschistes, des carbonates et des prasinites à faciès variés (bréchiques, massives ou finement litées). Des fragments anguleux centimétriques de radiolarites sont remaniés localement au sein des marbres. Ils s'alignent en dessinant un fin rubanement également souligné par des granules serpentineuses.

Deux olistolites décamétriques sont contenues dans les marbres : l'un à l'Est, est formé de métabasalts en coussin, l'autre à l'Ouest, d'ophicalcites (fig.81).

La série sédimentaire se poursuit par des calcschistes à intercalations de bancs

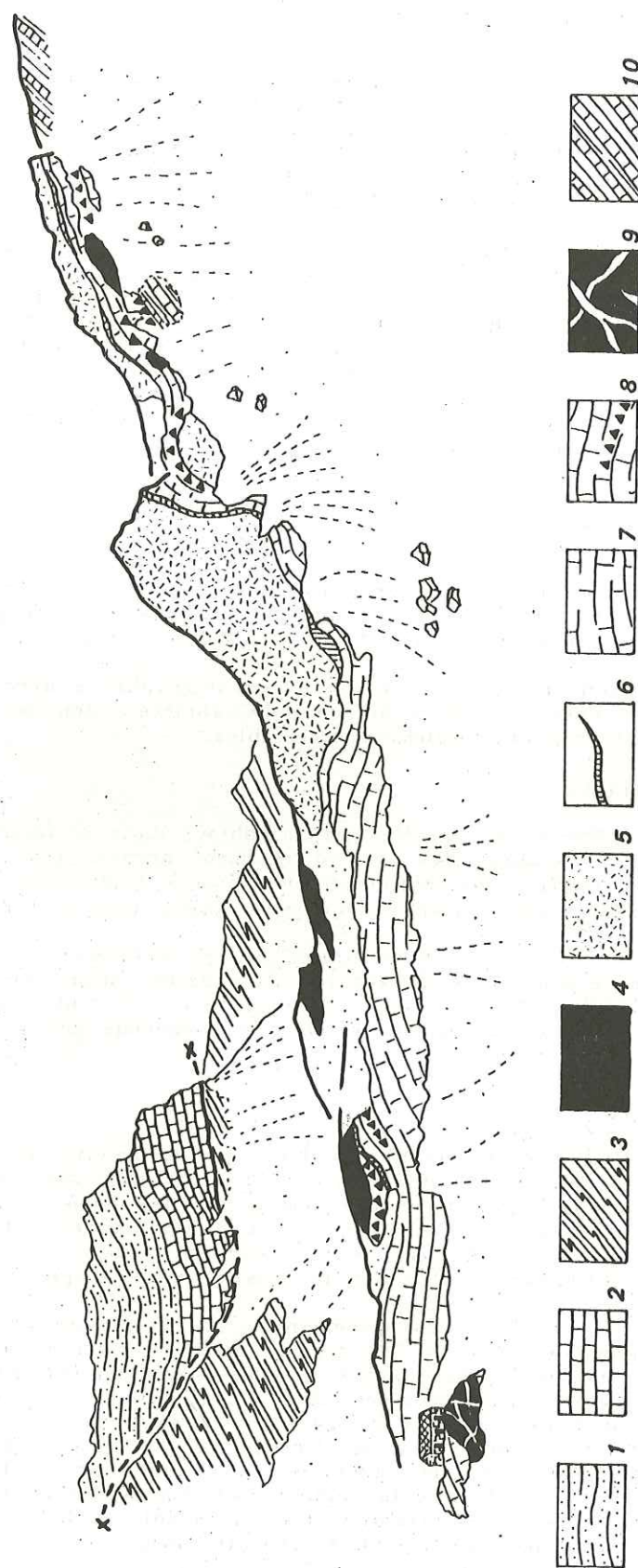


Fig. 84. — Panorama sur le massif de Traversiera ; on regarde vers l'Ouest. (Dessin de R. Polino). Les ophiolites et leur couverture sédimentaire sont en polarité inverse.

1. Quartzites (Trias)
2. Dolomies (Trias)
3. Calcschistes
4. Serpentinites
5. Métabasites en coussins

Voir l'interprétation fig. 81.

6. Radiolarites

7. Marbres
8. Arénites et brèches ophiolitiques au sein des marbres
9. Ophicalcites
10. Schistes et calcaires.

calcaires rappelant la formation de la Replatte (Crétacé inférieur). Les calcschistes sont totalement dépourvus de matériel détritique ophiolitique.

3. Les radiolarites et les Radiolaires

a. Les Radiolaires dans la roche

Les radiolarites de couleur lie-de-vin sont régulièrement stratifiées en banc d'épaisseur décimétrique alternant avec des lits de cherts clairs fortement plissés et cisailés. Les Radiolaires ont été dégagés de nodules phosphatés de 1 à 15 cm de diamètre, de forme ovoïde et de couleur claire que l'on rencontre çà et là au sein des radiolarites lie-de-vin. Certains de ces nodules auraient pu constituer initialement un ou plusieurs niveaux de plus grande extension. Dans les nodules, les microfossiles sont extrêmement abondants. Le pourtour des nodules, ainsi que certaines veines qui les traversent, sont constitués de beaux prismes de zoïsite, de quartz et de calcite en petites plages.

La matrice englobant les Radiolaires est toujours cryptocristalline. Les diagrammes de poudre indiquent qu'elle est constituée d'un assemblage d'hydroxyl-apatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$) et de quartz (1).

L'étonnante préservation de la faune amène à s'interroger sur son mode de fossilisation. Il est tentant de penser, comme de Wever et Caby (1981), qu'il s'agit d'une fossilisation très précoce, diagénétique, intervenant immédiatement après le dépôt des boues radiolaritiques, par imprégnation à partir d'un fluide dont la composition et l'origine restent à déterminer. Cette consolidation précoce expliquerait l'absence de toute trace de compaction et de déformations dans les nodules : ces derniers se comportant comme des noyaux durs dans la tectogenèse alpine. A l'appui de cette hypothèse, faisant intervenir une fossilisation immédiate, rappelons que des fragments radiolaritiques anguleux (donc consolidés lors de la resédimentation) se rencontrent dans les niveaux carbonatés immédiatement sus-jacents.

Deux nodules, riches en Radiolaires, ont été attaqués à l'acide chlorhydrique. Ils ont livré les espèces suivantes :

Andromeda podbielensis (OZVOLDOVA) ; *Angulobrachia* sp. ; *Archaeospongoprimum imlayi* (PESSAGNO) ; *Crucella theokaftensis* (BAUMGARTNER) ; *Ditrabs* sp. ; *Emiluvia antiqua* (RUST) ; *Emiluvia salensis* (PESSAGNO) ; *Hsuun maxwelli* (PESSAGNO) "group" ; *Napora bukryi* (PESSAGNO) ; *Napora deweveri* (BAUMGARTNER) ; *Pantanellium lanceola* (PARONA) "forme ancienne" ; *Parvicingula boesii* (PARONA) ; *Podobursa helvetica* (RUST) ; *Podobursa triacantha* (FISCHLI) ; *Pseudocrucella sanfilippoae* (PESSAGNO) ; *Triactoma blakei* (PESSAGNO) ; *Triactoma jonesi* (PESSAGNO) ; *Tritrabs casmaliensis* (PESSAGNO) ; *Tritrabs exotica* (PESSAGNO) ; *Tripocyclia trigonum* (RUST) (planche 2).

b. Résultats biochronologiques

Comparé à la zonation à Radiolaires la plus récente (Baumgartner, 1984), le spectre faunistique de nos échantillons appartient aux associations unitaires (A.U.) AJ. n° 7 et A.U. n° 8. Ces deux A.U. ont été regroupées par Baumgartner dans la zone B de son échelle, zone qui correspond à l'Oxfordien supérieur et à la partie basale du Kimméridien.

c. Comparaison avec les travaux antérieurs

Trois études précédentes relatent l'existence de faunes à Radiolaires dans les Schistes lustrés, au sein de niveaux directement associés aux ophiolites.

. En 1982, Parona décrit 32 espèces de Polycystines découvertes dans des lames minces taillées dans des schistes siliceux à Radiolaires de Cesana (Montgenèvre). Les faunes sont illustrées mais non décrites. Elles seront longtemps considérées comme d'âge triasique.

. En 1913, Squinabol décrit et illustre 14 espèces de Radiolaires provenant de la même région qu'il attribue au Jurassique terminal. Cette étude, elle aussi, a été réalisée sur lames minces.

. La troisième étude bien plus récente a été effectuée sur des faunes dégagées et observées au microscope électronique à balayage (de Wever et Caby, 1981).

(1) Nous remercions Michel Hoffert qui nous a communiqué les interprétations des diffractogrammes.

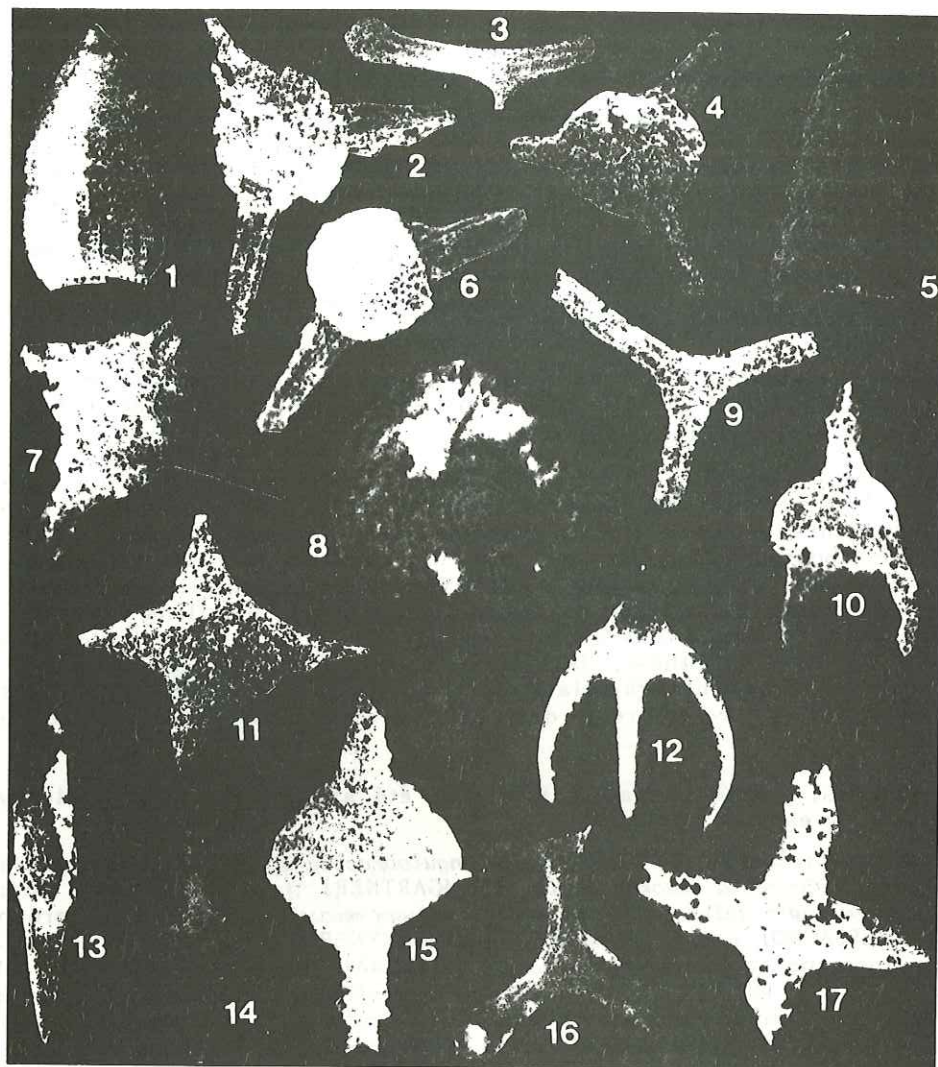


PLANCHE 2. - Les Radiolaires du massif de Traversiera, illustration de quelques formes recueillies.

- 1: *Hsuum* sp. aff. *H. maxwelli* (X150); 2: *Triactoma blakei* (X100); 3: *Ditrabs* sp. (X45); 4: *Triactoma blakei* (X170); 5: *Hsuum* sp. (X200); 6: *Triactoma jonesi* (X140); 7: *Crucella theokaftensis* (X140); 8: *Andromeda podbielensis* (X100); 9: *Angulobrachia* sp. (X140); 10: *Napora deweveri* (X200); 11: *Crucella theokaftensis* (X120); 12: *Napora bukryi* (X180); 13: *Archeospongoprunum imlayi* (X150); 14: *Pantaneium lanceola* (X150); 15: *Podobursa triacantha* (X110); 16: *Tritrabs casmaliaensis* (X90); 17: *Pseudocrucella sanfilippoae* (X80).

Au niveau taphonomique, les faunes, tout en étant aussi abondantes, sont moins bien conservées dans nos échantillons. Ce phénomène n'est pas lié à l'intensité de la déformation (les Radiolaires ne sont pas déformés) mais plutôt à la matrice encaissante (rhodocrosite dans le cas des échantillons) de St Véran, hydroxylapatite dans le cas de nos échantillons).

Au niveau des spectres faunistiques, on peut noter une grande similitude : plus des deux tiers des espèces décrites sont communes.

4. Conclusions : première datation directe des épanchements basaltiques

Découverts par Parona en 1892, les Radiolaires des Schistes lustrés ont été attribués au Jurassique terminal par Squinabol en 1912. Cet âge confirmé et affiné par de Wever et Caby en 1981 se trouve donc aujourd'hui conforté par l'étude de ce nouveau gisement. De ce fait, la proposition faite par ces auteurs d'ériger les métaradiolarites en repère chronostratigraphique trouve ici un nouveau fondement.

La position particulière des radiolarites de Traversiera, qui reposent à la fois sur des serpentinites et des basaltes en coussins, apporte de nouvelles contraintes pour tout modèle d'évolution du bassin océanique piémontais. On confirme en effet ici que la mise en place des laves s'est effectuée certainement avant l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur (avant le dépôt des radiolarites) et probablement pendant le début de cette période, puisque des horizons radiolaritiques existent entre des niveaux de brèches basaltiques, au sommet des coulées. Cette phase d'émission basaltique succède à une période de déformation et d'érosion intra-océanique ayant conduit à la mise à l'affleurement et au démantèlement des serpentinites, mais également de gabbros comme nous le montrons dans ce travail.

B.- LE MASSIF DU MONT GABEL

Une courte excursion de reconnaissance nous a permis de dégager les grands traits de la lithostratigraphie de ce massif. Le Mont Gabel, constitué de basaltes en coussins et de brèches basaltiques domine le Haut Val Varaita de Bellino. Sur les basaltes se développent des marbres (10 m.) riches en blocs métriques de basaltes et en lits de graviers ophiolitiques. Des métaradiolarites s'intercalent localement entre les marbres et les metabasites. Parfois, les marbres sont en contact direct avec des brèches serpentiniteuses. La série se poursuit par des calcschistes (Lagabrielle et al., 1982).

VI.- COMPARAISONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES AVEC D'AUTRES MASSIFS DES ALPES COTIENNES MERIDIONALES : DISCUSSION SUR L'EXTENSION DE L'UNITE OCEANIQUE SUPERIEURE

Les analyses lithostratigraphiques concernant les massifs de Traversiera et du Mont Gabel ont montré que l'on retrouve, au Sud-Ouest du Haut Queyras jusqu'en Haut Val Maïra, des massifs ophiolitiques dont les couvertures sédimentaires sont comparables aux séries de type Pelvas - Rocca Bianca. L'unité océanique supérieure pourrait ainsi s'étendre jusqu'à ces massifs. Entre notre secteur d'étude et le Haut Val Maïra, des témoins probables de cette unité sont représentés par quelques massifs dominant les vallées de la Haute Ubaye et du Cristillan. Parmi ceux-ci figure le massif du Pelvat de Chabrière, sur lequel a été définie la série de Chabrière.

La révision systématique de ces massifs a été entreprise par Lemoine, Tricart et quelques uns de leurs élèves (Gout, Ayoub). Les récents travaux de ces auteurs nous offrent, à côté d'une cartographie détaillée, de nombreuses informations d'ordre lithostratigraphique. Celles-ci permettront d'effectuer des comparaisons utiles avec nos propres données.

Nous considérons également dans ce paragraphe, les ophiolites du Vallon de Péas situés à l'Ouest de notre secteur d'étude.

A.- LES MASSIFS DE HAUTE UBAYE ET DU HAUT CRISTILLAN

Dans ces hautes vallées, trois massifs ophiolitiques principaux sont alignés selon la direction NNW-SSE (fig. 82) :

- Le massif du Pic Cascavelier (ou massif du Pic Marcel) en Haut Cristillan (Tricart, 1973, 1974 ; de Wever et Caby, 1981 ; Tricart et Lemoine, 1983). Sa façade septentrionale domine la vallée de l'Aigue Blanche, face à St Véran.
- Le massif de Roche Noire (Lemoine, 1971 ; Tricart, 1975, 1974 ; Tricart et Lemoine, 1983).
- Le massif du Pelvat de Chabrière, en Haute Ubaye, sur lequel a été définie la série de Chabrière (Lemoine, Steen et Vuagnat, 1970 ; Steen, 1975 ; Tricart, Gout et Lemoine, 1985a et b).

Nous présentons ci-dessous une courte revue des principaux faits importants relatifs à ces ophiolites et aux relations qu'elles présentent avec leurs couvertures sédimentaires.

Signalons, dès à présent, que tous ces massifs sans exception, présentent des paragenèses métamorphiques de type HP-BT avec : lawsonite, jadéite, glaucophane, phengite ... (Tricart, 1973 ; Bocquet, 1974 ; Steen, 1975 ; Mevel et Kienast, 1980 ; de Wever et Caby, 1981 ; Ayoub, 1984). Ils ont donc connu une évolution métamorphique identique à celle subie par les massifs de l'unité océanique supérieure.

1. La nature pétrologique des ophiolites

Les massifs du Pic Cascavelier et de Roche Noire montrent un substratum ophiolitique constitué de serpentinites massives. Les ophiolites du Pelvat de Chabrière sont composées, on y trouve des gabbros et des serpentinites, recouverts en discordance par des coussins basaltiques.

2. Position et nature de la couverture sédimentaire

Ces trois massifs sont en position renversée. La couverture sédimentaire affleure de ce fait sous les ophiolites. Elle débute, dans la plupart des cas, par des accumulations parfois épaisses (50 - 100 m.) de brèches et microbrèches ophiolitiques mono- ou polygéniques. Une belle séquence détritique essentiellement serpentiniteuse est décrite par de Wever et Caby (1981) sur le Pic Cascavelier. Elle se termine par des radiolarites (15 m) et des marbres. Les radiolarites ont livré ici les premières faunes identifiables de ces régions. La séquence détritique se compose d'une succession de niveaux souvent granuloclassés de silts et arénites serpentiniteux renfermant des clastes variés (sphères, clinopyroxènes, chloritites, etc ...). Plus au Sud, sur ce même massif, les niveaux détritiques deviennent plus grossiers, ils renferment localement des blocs gabbroïques et des fragments de granitoïdes (Caby et al., 1971). En un endroit, ils font place à une coulée basaltique épanchée dans un paléo-chenal ouvert au sein du substratum serpentiniteux et des brèches (Tricart et Lemoine, 1983, voir fig. 82).

Sur le massif de Roche Noire, les serpentinites supportent stratigraphiquement des ophicalcites issues de la désagrégation *in situ* du substratum. Vers le haut, ces ophicalcites deviennent grossièrement litées et granuloclassées, ce qui signifie que le matériel sédimentaire s'est trouvé mobilisé et transporté (planche n° 3). J'ai pu, en compagnie de Tricart et Bourbon, observer et analyser ce matériel. Nous avons proposé, à cette occasion, quelques comparaisons avec des observations sous-marines (Tricart et al., 1982 ; voir également Lagabrielle et Auzende, 1982). Des niveaux d'ophicalcites remaniées existent également plus haut dans la série (fig. 82).

Au Pelvat de Chabrière, Tricart et al. (1985) montrent que le substratum ophiolitique ici gabbroïque, a été mis à l'affleurement et injecté de serpentinites, avant le dépôt des premiers sédiments. Les basaltes très épais localement se sont mis en place sur ce substratum composite, qu'ils surmontent par l'intermédiaire de brèches basaltiques ou serpentiniteuses (fig. 82).

Sur ces trois massifs, le dispositif décrit ci-dessus est systématiquement coiffé, comme à Traversiera, par des lentilles de métaradiolarites, des marbres blonds et des calcschistes à bancs calcaires (formation de la Replatte).

La constance de cette association, identique sur chaque massif, a conduit Lemoine et al. (1971) à définir ici, le type même des séries sédimentaires postophiolitiques piémontaises (Série de Chabrière), attribuant à cette occasion les marbres au Malm - Néocomien, par comparaison avec les calcaires à Calpionelles des séries supra-ophiolitiques ligures. Cette attribution s'est vue confirmée indirectement par la datation des radiolarites sous-jacentes (de Wever et Caby, 1981).

3. Conclusions

a. La série de la Taillante : une variante locale de la série de Chabrière

Il se dégage de ces rapides descriptions, une homogénéité certaine dans la constitution des séries supra-ophiolitiques des massifs suivants : Traversiera, Mont Gabel, Pelvat de Chabrière, Roche Noire, Pic Cascavelier, Farneireta - Tête des Toillies, Rocca Bianca et Pelvas d'Abriès. C'est notamment la présence des marbres clairs qui confère à ces séries leur caractère homogène. Ces carbonates ont donc constitué au Malm - Néocomien un manteau presque continu recouvrant un substratum océanique composite duquel sont issus ces massifs et les ophiolites de l'Apenin ligure.

La série de Chabrière apparaît ainsi comme une série-type à caractère régional, dont la succession rend compte de façon assez exacte des séquences sédimentaires observées sur les ophiolites du Fond de St Véran, de Haute Ubaye, du Cristillan et sur le massif de Traversiera. Elle s'écarte sensiblement de la série de la Taillante par trois caractères essentiels, dont nous discutons l'importance.

(1) - La formation de Bouchouse, base de la série de la Taillante renferme des coulées basaltiques. Dans la série de Chabrière, ces coulées sont intégrées au substratum océanique. En 1970, à l'époque où Lemoine et al. ont défini cette série, le caractère discordant des épanchements volcaniques, n'était pas retenu comme un fait remarquable même s'il était implicitement noté. Il n'apparaissait pas nécessaire de les individualiser au sein d'une formation spécifique, comme notre étude nous a conduit à le faire dans le cas de la série de la Taillante.

(2) Les marbres de la formation du Lac Baricle alternent, nous l'avons vu, avec des quartzites phylliteux. La seule présence de ces niveaux conduit très logiquement à distinguer, de prime abord, cette formation des marbres blonds de la Série de Chabrière. Ce serait là une vision trop radicale. Ces niveaux quartzitiques peuvent en effet être considérés comme des équivalents latéraux plus dilatés des lits de granules quartzieuses et des membranes siliceuses verdâtres ou grisâtres qui séparent les bancs de marbres blonds de la série de Chabrière (Lemoine et al., 1970, p. 49).

(3) Enfin, la série de la Taillante, telle que nous la définissons, se complète vers le haut par la formation du Col Agnel non reconnue par Lemoine et al. en 1970. Dans la Série de Chabrière, seuls les calcschistes (Crétacé inférieur) de la formation de la Replatte viennent compléter la séquence. Tricart (1973) y rajoutera la formation de Roche Noire (calcschistes et schistes noirs du Crétacé "moyen" probable), définie sur le massif du même nom.

Ces trois caractères distinctifs ne doivent pas venir masquer les fortes analogies existant entre les deux séries concernées. La série de la Taillante définie dans notre secteur apparaît finalement comme une variante locale, plus épaisse et plus complète, de la série de Chabrière (fig. 75).

b. Extension possible de l'unité océanique supérieure

En utilisant les seuls critères lithostratigraphiques, il paraît finalement raisonnable de rattacher, pour l'instant, l'ensemble des massifs évoqués ici, du Nordd'Acceglio (Traversiera) jusqu'en Haute Vallée de l'Aigue Blanche (Rocca Bianca, Farneireta, Toillies) à l'unité océanique supérieure. Des données structurales et lithostratigraphiques plus détaillées pourront venir modifier partiellement ce point de vue. On remarquera par exemple que les massifs situés actuellement dans la position la plus externe sont ceux qui montrent une couverture sédimentaire au caractère ligure le plus franc, c'est-à-dire le plus proche de la succession type de Chabrière. On pourrait, si cela se justifiait tectoniquement, les regrouper au sein d'une sous-unité particulière comprenant les massifs de Traversiera, Pelvat de Chabrière, Roche Noire et Pic Cascavelier.

B.- LES OPHIOLITES DU VALLON DE PEAS ET LA SERIE DU LAC DES CORDES

Une mince bande de prasinites et de métasédiments associés, affleurant au Nord de Chateau-Queyras, sous la klippe de Rochebrune (piémontais externe), forme les témoins ophiolitiques les plus occidentaux du Queyras.

Cartographiés par Dumont (1983), ces témoins sont rapportés à une série à substratum ophiolitique (la série du Lac des Cordes) pincée en antiforme déversée à l'Est. La séquence sédimentaire de type Chabrière, comprend, au-dessus de metabasites massifs ou en coussins : des brèches basaltiques, des quartzites, des marbres puis des calcschistes renfermant localement des olistolites serpentineux parfois hectométriques comme à la mine d'amiante de Péas.

Quelques excursions en compagnie de Dumont, Tricart et Lemoine nous ont permis d'examiner, sur place, la série du Lac des Cordes dans son secteur-type. Sans remettre formellement en cause l'attribution proposée par Dumont, nous avons pu nous rendre compte de la ressemblance existant entre la coupe du Lac des Cordes (voir par exemple Dumont et al., 1984) et certaines coupes levées dans les parties sommitales de la formation du Bric Bouchet, dans lesquelles on rencontre, au sein des calcschistes, des marbres à blocs d'ophiolites et des interlits de serpentinites détritiques et de prasinites. L'existence de Foraminifères du Crétacé supérieur découverts dans plusieurs niveaux de calcschistes répartis au long de la coupe (Lemoine, Marthaler et al., 1984) conforte d'ailleurs notre première impression. Finalement, la faible puissance du substratum océanique supposé (les prasinites) peut faire douter de l'interprétation retenue par Dumont (1983) et Dumont et al. (1984). Il nous semble plus simple de voir dans ces affleurements, un fragment de série que l'on peut rapprocher aisément de la formation du Bric-Bouchet. Dans ce cas, les conceptions de Dumont (1983) seraient conservées en ce qui concerne les serpentinites de Péas, regardées par l'auteur comme un olistolite. La bande continue de prasinites serait interprétée alors, au même titre que les prasinites stratiformes de la formation du Bric Bouchet, comme un niveau déritique (ancien olistostrome) renfermant des blocs décimétriques de metabasites à structure de coussin.

VII.- QUELQUES DONNEES SUR LE METAMORPHISME ET LES DEFORMATIONS

A. LE METAMORPHISME

Dans les massifs de l'unité océanique supérieure, dont les conditions du métamorphisme sont mieux connues que celles de l'unité Mirabouc - Bouchet, il n'a jamais été découvert de paragenèses éclogitiques. Tous les assemblages minéralogiques décrits sont typiques des faciès schistes bleus et schistes verts avec : lawsonite, jadéite, glaucophane, phengites, actinotes, chlorites, épidotes. Ces minéraux sont abondants, notamment dans les métagabbros de la Haute Ubaye, du Haut Cristillan et du Fond de St Véran (Bocquet, 1974 ; Tricart, 1974 ; Steen, 1975 ; Mével et Kienast, 1980 ; de Wever et Caby, 1981). La phase rétro-morphique, dans le faciès schistes verts est plus ou moins intense selon le matériel et les secteurs analysés. Elle semble plus marquée au Nord (Pelvas d'Abriès, Taillante). Dans le Pelvas d'Abriès, jadéite et lawsonite sont ainsi absentes, probablement totalement rétro-morphosées. Les amphiboles bleues contenues dans la couverture des gabbros de ce massif sont des crossites et non des glaucophanes (Scaillet, 1986, voir figure 61). Nous avons découvert dans les marbres de la série supraophiolitique de petits grenats, dont les compositions proches des spessartines (fig. 60), sont identiques à celles des grenats récoltés sous la Crête Mouloun, dans l'unité Mirabouc - Bouchet sous-jacente.

Ces caractères minéralogiques permettent de montrer que les évolutions métamorphiques des unités océaniques médiane et supérieure sont voisines, et, en première approximation identiques.

B.- LES DEFORMATIONS

La structure d'ensemble de l'unité océanique supérieure diffère nettement de l'architecture de son soubassement tectonique : l'unité Mirabouc - Bouchet. Dans cette dernière, en effet, nous avons rencontré un substratum océanique (les serpentinites basales) continu sur des distances kilométriques. Ici, à l'inverse, les ophiolites sont structurées en écaillés plissées, de faible extension, et le plus souvent discontinues. Ces écaillés jalonnent le contact basal de l'unité comme au Pelvas d'Abriès ou dans l'ensemble Peyroun - Crête des Lauzes. Plus au Sud, elles apparaissent au sein des calcschistes, où elles forment des mégacharnières isolées (Rocca Bianca). Le contour exact des contacts tectoniques les délimitant est souvent délicat à définir. Le dessin de la prolongation de ces accidents au sein des masses de calcschistes reste aléatoire.

Nous avons proposé que ce dispositif, en écaillés isolées, résulte avant tout du ré-emploi d'accidents tectoniques océaniques préexistants et de leur accentuation lors des phases de serrage alpin (Auzende et al., 1984).

Ces idées s'accordent avec celles de Tricart et Lemoine (1986 a et b) qui présentent les massifs du Cristillan et de la Haute Ubaye comme des mégaboudins. Pour eux, néanmoins, le boudinage est d'âge éocène. Dans nos conceptions présentées en 1984, l'écaillage du substratum océanique, prélude à la réalisation des lambeaux ophiolitiques, débute dès les premières compressions alpines.

Des données microstructurales ponctuelles concernant les massifs de Rocca Bianca et du Pelvas d'Abriès ont déjà été présentées (Lagabriele, 1982). Dans le massif Crête des Lauzes - Taillante, nous disposons à l'heure actuelle de données insuffisantes pour proposer une synthèse régionale. Quelques caractères peuvent néanmoins être soulignés.

Les marbres de la Taillante montrent, en surface structurale, une linéation d'allongement omniprésente, d'orientation E-W constante. Cette fabrique se retrouve également dans les méta-pillows du Pic des Lauzes, dont la forme en cigare aplati (grand axe E-W) traduit l'interaction d'un aplatissement - étirement dans la direction E-W. Comme le soulignait Caby et Maurin (1982) la déformation finie dans ce secteur s'apparente ainsi à un cisaillement simple ou un aplatissement rotationnel. Pour ces auteurs, 90 % des critères microstructuraux analysés, traduisent une vergence orientale de la déformation finie. Ceci s'accorde avec quelques observations à grande échelle montrant que les roches métasédimentaires sont découpées en lentilles de cisaillement hectométriques dont la forme est compatible avec des déplacements vers l'Est lors d'une déformation non co-axiale (fig. 74). Il s'agit là, toutefois, de la déformation finie, ce qui ne permet pas de préjuger des sens de transport tectoniques lors des phases précédentes. Dans ces conditions, il est nécessaire de discuter de la signification qu'il convient d'accorder aux structures plicatives, comme nous l'avons fait à propos de l'unité océanique médiane. Dans le cas des plis couchés vers le Sud de la Taillante, ou du grand pli de Rocca Bianca, également déversé au Sud, on peut finalement se demander si le sens apparent des déversements traduit effectivement la direction d'écoulement maximal de la matière. L'existence d'un étirement et d'un boudinage E-W important peut conduire à penser, comme le font Caby et Maurin (1982) qu'il ne s'agit en fait que de plis de type "a", à linéations parallèles aux axes, mis en place lors d'une déformation non co-axiale à vergence Est (fig. 85).

Toutefois, les plis à axe E-W, déforment localement des structures antérieures : il s'agit d'une linéation minérale N-S, bien imprimée dans les marbres de la couverture du Pelvas d'Abriès, au Sud du Col D'Urine (coupe du Col d'Urine) et de plis isoclinaux aigus, probablement contemporains de cette linéation, d'axe actuel N-S, dont un exemple est visible, à la Cutche, dessiné par le contact entre les marbres et les métacoussins de la formation de Bouchouse (fig. 86). Ces plis, qui s'agencent souvent en un enchaînement serré de charnières décimétriques ont un déversement apparent vers l'Ouest (fig. 75). Ils pourraient témoigner des phases précoces de la déformation, accompagnant un transport général des terrains vers l'Ouest.

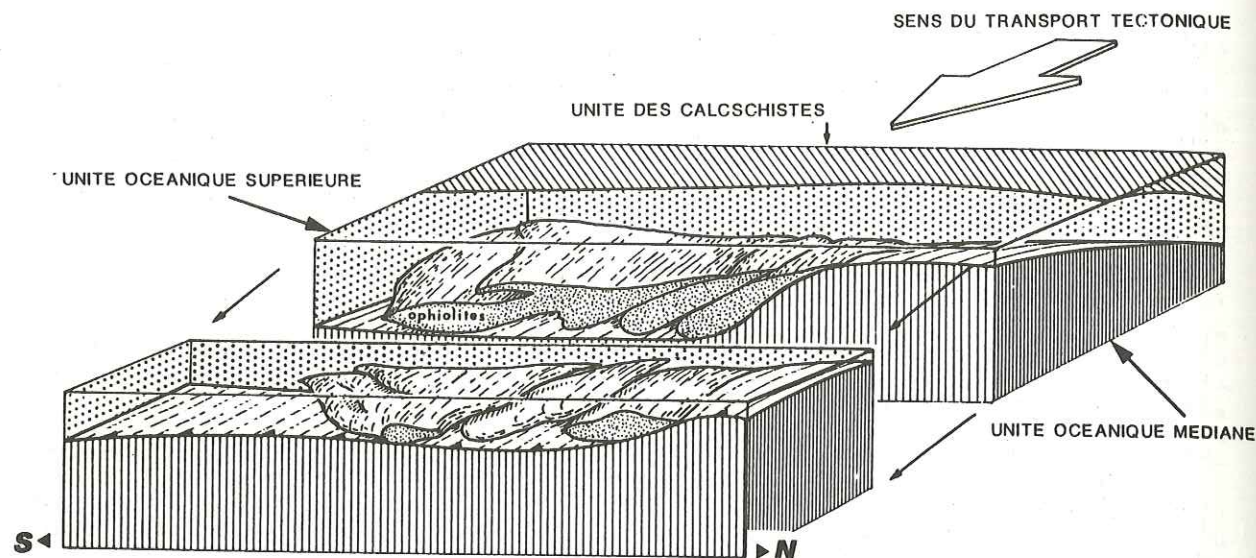


Fig. 85 .- Une interprétation possible de la mise en place tectonique des ophiolites de l'unité océanique supérieure. Les grands plis observés (à déversement apparent vers le Sud, voir fig. 68) peuvent être interprétés comme des structures à axe courbe de grande échelle mises en place lors d'une déformation par aplatissement rotationnel, dans un vaste mouvement cisailant vers l'Est (rétrocharriages). Dans ce cas, le contact basal des ophiolites a pu être contemporain des plissements. Il peut néanmoins être plus tardif et lié à un second épisode de rétrochevauchement. Ce mécanisme est voisin de celui proposé par Tricart et Lemoine (1986a et b) dans lequel une dilacération extrême des ophiolites conduit à l'isolement de méga-boudins de roches vertes. Il correspond également aux interprétations de Caby et Maurin (1982).

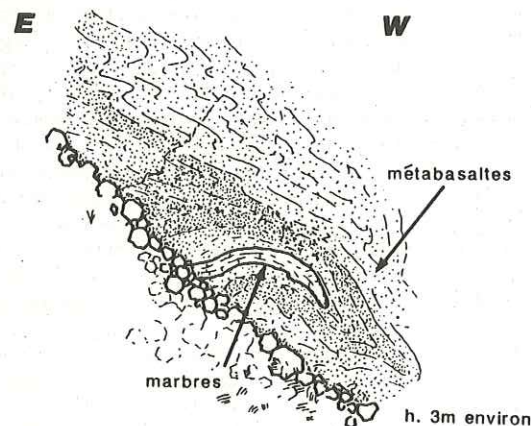


Fig. 86 .- Détail d'un pli précoce, à charnière N.S. et déversement apparent vers l'Ouest, dessiné par le contact entre les marbres et les métabasaltes de la formation de Bouchouse, au bas de la Crête des Lauzes.

VIII .- CONCLUSIONS GENERALES

A .- APPORTS POUR LA PALEO GEOGRAPHIE OCEANIQUE

A l'issue des descriptions lithostratigraphiques présentées dans ce chapitre, plusieurs faits importants peuvent être dégagés. Ils concernent à la fois la nature du substratum océanique de l'unité océanique supérieure et les particularités des séquences sédimentaires qu'il supporte.

1. L'hétérogénéité du soubassement ophiolitique

D'un massif à l'autre, ou même au sein d'un seul massif, la nature du paléo-substratum ophiolitique est variable. Il s'agit soit de serpentinites, soit de métagabbros. Les premiers niveaux sédimentaires recouvrant ce soubassement se sont élaborés à partir de son démantèlement : il s'agit de brèches ophiolitiques le plus souvent monogéniques. Les basaltes se mettent en place ultérieurement, soit sur les brèches directement, soit sur les sédiments plus variés (formation de Bouchouse).

Deux conséquences importantes découlent de la mise en évidence de ce dispositif. Nous les avons longuement présentées en 1984 (Lagabrielle et al., 1984) :

- (1) Il est illusoire de rechercher ici une réponse ophiolitique complète, comparable à celle visible dans les grands massifs du Moyen Orient par exemple, avec, de bas en haut : harzburgites sous faciès tectonites, cumulats ultramafiques, cumulats gabbroïques, gabbros isotropes, complexe filonien, basaltes, sédiments.
- (2) Les modalités de l'apparition de ce fond ultrabasique et gabbroïque (nous l'avons baptisé mosaïque océanique en 1984) ne peuvent être expliquées qu'en faisant appel à un modèle particulier d'océanisation (voir p. 202).

2. Les premiers sédiments supraophiolitiques et la tectonique océanique d'âge jurassique supérieur

Localement, au-dessus du substratum océanique et de son premier manteau bréchi-que irrégulier, se sont déposées durant l'Oxfordien moyen - Kimméridgien inférieur, des bancs siliceux radiolaritiques. Dans le même temps, ou légèrement auparavant, des coulées basaltiques sporadiques s'accumulaient çà et là, probablement dans de petites dépressions. L'activité volcanique et le dépôt des vases à Radio-laires ont cessé avec le début de la sédimentation des carbonates (futurs marbres) au Tithonique.

Des brèches ophiolitiques de nature variées s'intercalent à plusieurs niveaux de la séquence sédimentaire ; immédiatement au-dessus des laves, au sein des carbonates ou encore à leur sommet.

Ceci signifie qu'à tout moment, au cours du dépôt de cette séquence, se créaient dans le bassin, des escarpements de nature ophiolitique immédiatement soumis à l'érosion et au démantèlement sous-marin. Ces escarpements nourrissaient des talus d'éboulis répartis à leur pied, alimentant à leur tour des écoulements turbides se répandant sur les sédiments déjà déposés. Comme dans l'unité océanique médiane, ces faits témoignent de l'activité tectonique permanente du substratum océanique au cours du Jurassique supérieur et de la base du Crétacé. Nous discutons sa signification dans la troisième partie.

3. Le détritisme ophiolitique dans la formation du Col Agnel

Au premier type de détritisme ophiolitique évoqué ci-dessus et qui traduit une mobilité tectonique au cours de l'océanisation, il nous faut ajouter, comme nous l'avons fait pour la série Mirabouc - Bouchet, un second type caractérisé par la mise en place, dans les sédiments du Crétacé supérieur probable, d'olistolites de roches vertes. Nous y voyons les marques d'un renouveau de l'activité tectonique du bassin, cette fois en compression, débutant probablement au Cénomani.

4. Comparaisons avec les séries supraophiolitiques de Ligurie : un bilan

Sur la figure 87 on a rassemblé quelques données synthétiques concernant les séquences sédimentaires supraophiolitiques de Ligurie. On constatera les similitudes entre les coupes proposées par Abbate et al. (1980) et les séries observées ici sur les massifs du Haut-Queyras. Ces similitudes ont été soulignées dans les lignes qui précèdent. On comparera également la reconstitution proposée par Decandia et Elter (1972) à celles déduites de nos observations (fig. 81).

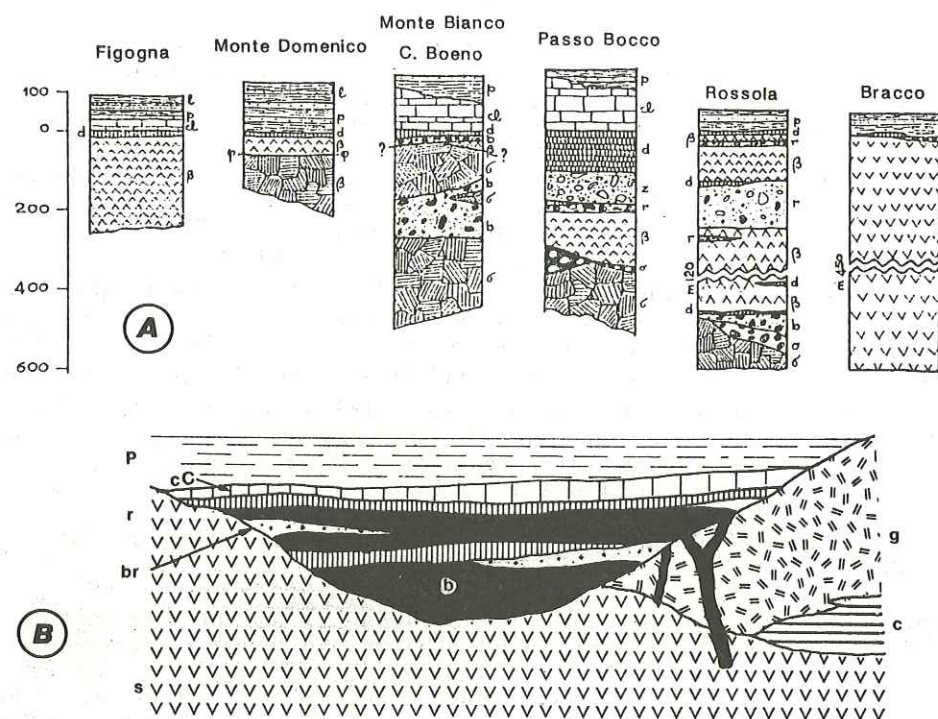


Fig. 87 .- Les séquences supraophiolitiques de l'Apennin ligure.

A. Quelques coupes dans le supergroupe de Vara, à la limite ophiolites - sédiments. Tiré de Abbate et al., 1980.

- l. Schistes du Val Lavagna ;
- p. Schistes à Palombini ;
- cl. Calcaires à Calpionelles ;
- d. Cherts (diaspri) ;
- z. Brèches ophiolitiques du Monte Zenone ;
- r. Brèches ophiolitiques du Monte Rossola ;
- b. Brèche du Colle Boeno ;
- c. Brèche du Monte Capra ;
- β. Basaltes ;
- o. Ophicalcites ;
- γ. Cumulats ;
- σ. Serpentinites.

B. Reconstitution du substratum ophiolitique ligure, d'après Decandia et Elter (1972).

- s. serpentinites ; g : gabbros ; c. cumulats ; b. basaltes ; br. brèches ophiolitiques ; r. radiolarites ; c.C. calcaires à Calpionelles ;
- P : argiles à Palombini.

B .- POSITIONS PALEO GEOGRAPHIQUES RESPECTIVES DES UNITES OCEANIQUES MEDIANE ET SUPERIEURE

Les grandes ressemblances entre les séries supraophiolitiques ligures et la série de la Taillante, permettent d'avancer, comme nous l'avons fait pour la série Mirabouc - Bouchet, que l'unité océanique supérieure est issue d'un domaine voisin de la patrie des ophiolites ligures.

Nous avons noté, de plus, que les analogies entre les termes inférieurs des séries de type Taillante - Chabrière et les premiers dépôts supraophiolitiques des unités ligures étaient extrêmement étroites. En conséquence, on peut penser que, parmi les unités océaniques visibles sur notre transversale, l'unité océanique supérieure était la plus proche du domaine d'où sont issues les unités de l'Apennin. Ceci conduit à proposer un agencement paléogéographique dans lequel on aurait, de l'externe vers l'interne du bassin océanique :

Les séries type
Mirabouc - Bouchet

Les séries type
Taillante et Chabrière

Les séries ligures
(Bracco)

Nous reprendrons ces discussions en faisant appel à d'autres critères et en tenant compte d'autres contraintes (position structurale des unités, histoire métamorphique) dans le dernier chapitre de cette partie et dans la partie suivante.

CHAPITRE V

L'UNITÉ DES CALCSCHISTES

1.- PRESENTATION, LIMITES ORIENTALES DE L'UNITÉ ET POSITION STRUCTURALE

L'unité des calcschistes, la plus haute dans l'édifice structural, forme la bordure occidentale du domaine cartographié. Il s'agit d'un vaste ensemble de calcschistes et de schistes noirs, d'apparence monotone, occupant la partie centrale du Haut Queyras et formant toutes les pentes dominant les villages d'Abriès et d'Aiguilles en rives droite et gauche du Guil. Cette unité se développe largement vers le Nord, où elle constitue de nombreux sommets répartis le long de l'arête frontrière : Grand Queyron, Bric Froid, Pointe du Grand Glaiza ... Dans ces derniers secteurs, ses limites précises n'ont toutefois jamais été reconnues à ce jour.

Les calcschistes de cette unité ont reçu diverses dénominations, dépendant des lieux dans lesquels ils furent reconnus : calcschistes de l'Aigue Blanche (Tricart, 1974) ; calcschistes de Valpreveyre (Lagabrielle, 1982) ; calcschistes des Fonds (Dumont, 1983). Une de leur caractéristique est leur stérilité presque systématique en matériel ophiolitique. Leur individualisation en tant qu'unité à part entière a été proposée en 1982 (Lagabrielle, 1982 ; Lagabrielle, Lemoine et Tricart, 1985). Dans le secteur du Bric Bouchet et du Pelvas d'Abriès, le contact tectonique de la base de cette unité est bien visible. Il tronque en effet des niveaux ophiolitiques de la formation du Bric Bouchet, sur l'arête occidentale du Col de Valpreveyre, à l'Ouest du Bric Bouchet (Lagabrielle, 1982). Sur le revers occidental du Pelvas d'Abriès, les calcschistes s'appuient tectoniquement, à la fois sur les gabbros et sur leur soubassement : la formation du Bric Bouchet (fig. 66).

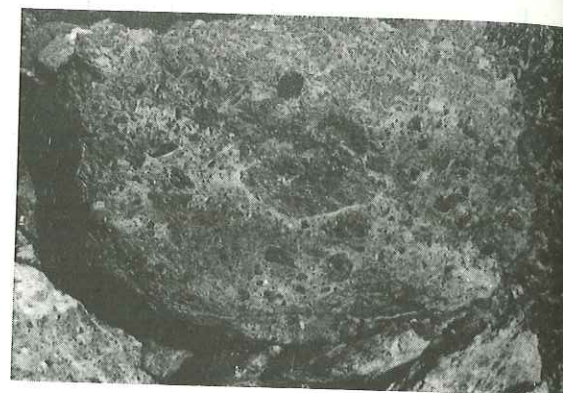
Le contact basal de l'unité est également visible, plus au Sud, au-dessus du Torrent de Bouchouse, sous l'imposante arête de calcschistes joignant le pic de Maloqueste au sommet de Sparveyre. On peut le suivre cartographiquement, du Nord au Sud, sur plusieurs kilomètres de distance, bien souligné dans le paysage par un méplat faisant suite à une bande de marbres à blocs d'ophiolites couronnant à cet endroit la formation du Col Agnel (fig. 37, 67, 69 et 70).

Plus au Sud, dans la vallée de l'Aigue Agnelle, les limites précises du contact basal de l'unité des calcschistes, ne peuvent être figurées avec certitude. Là, en effet, les calcschistes de cette unité se confondent avec ceux formant la partie supérieure de la formation du Col Agnel ; la lecture des grandes structures dans les paysages y devient alors difficile. Dans ce secteur, le tracé retenu pour ce contact correspond à la limite au-delà de laquelle les blocs d'ophiolites sont absents ou très peu abondants. C'est le cas, par exemple, en rive gauche de l'Aigue Agnelle, sous l'observatoire du Pic de Château Renard (le long des Plats du Faout).

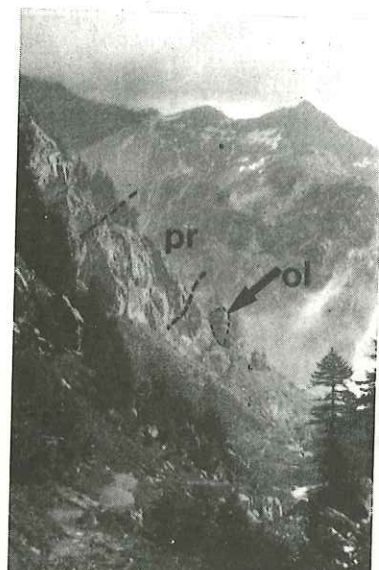
Sur sa bordure orientale, l'unité des calcschistes repose donc en contact anormal, à la fois sur l'unité océanique médiane (secteur du Bric Bouchet), sur les ophiolites de l'unité océanique supérieure (secteur du Pelvas) et sur leur couverture sédimentaire (secteur de l'Aigue Agnelle). De ce fait, le contact basal de l'unité dessine une nette "discordance tectonique", bien visible sur le schéma structural (fig. 88).



1



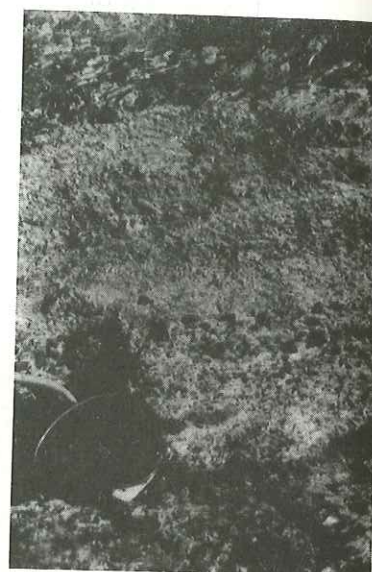
2



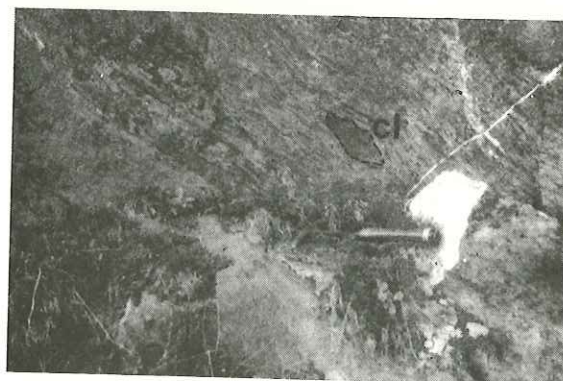
3



4



5



6



7

PLANCHE 3. - Brèches et ophiolites du Haut Queyras et du Piémont.

- 1: Brèches basaltiques étirées, formation Mirabouc (Pian de Mort).
- 2: Brèches serpentineuses, massif de roche Noire.
- 3: Vue sur le secteur de Mirabouc, en Haut Val Pellice. pr: prasinites de la formation Mirabouc; ol: olistolite de serpentinites.
- 4 et 5: Grès et micro-brèches serpentineuses de la formation Mirabouc, coupe du refuge Ballif.
- 6: Brèches basaltiques étirées, Crête Mouloun; cl: claste volcanique.
- 7: Bordure plissée, en draperie, d'un coussin de lave, Crête Mouloun.

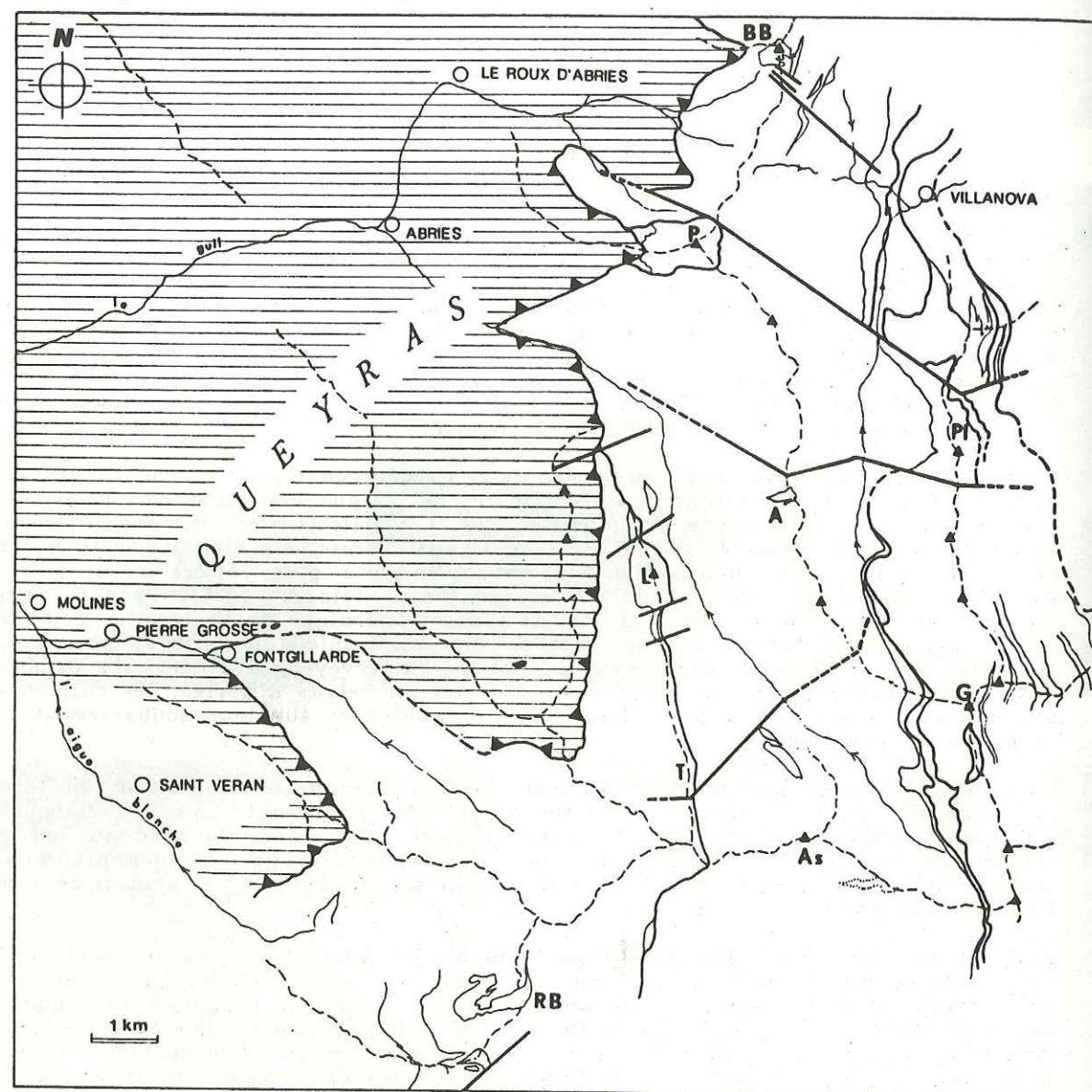


Fig. 88. - Schéma structural simplifié de l'unité des calcschistes.
(en hachuré : calcschistes, schistes noirs et marbres de cette unité, en
noir : roches vertes).

II. - QUELQUES RAPPELS SUR LA LITHOSTRATIGRAPHIE, LES PREMIERES DATATIONS PALEONTOLOGIQUES ET LE METAMORPHISME.

A. LITHOSTRATIGRAPHIE, DONNEES PALEONTOLOGIQUES

Dans ce vaste ensemble, dont l'analyse stratigraphique et structurale est à peine ébauchée, Lemoine et al. (1984) proposent de distinguer deux formations principales :

- une formation de schistes noirs siliceux et de quartzites, à enduits d'oxydes de manganèse, la formation d'Abriès, d'âge crétacé "moyen" probable et passant progressivement, par enrichissement en niveaux de calcschistes, à la formation suivante ;
- une formation de calcschistes, la formation du Malrif, dans laquelle ont été découverts des Globotuncanidés indiquant un âge crétacé supérieur basal (Cénomanién à Sénonien inférieur) (Lemoine et al., 1984).

Les calcschistes font parfois place à des bancs de marbres épais d'une dizaine de mètres. Certains de ceux-ci peuvent évoquer les calcaires attribués ailleurs au Malm.

Ces deux formations se retrouvent sur l'arête de Peyra Plata, à l'Ouest du Pelvas d'Abriès (Lagabrielle, 1982). Leur alternance, en bandes continues d'une centaine de mètres de largeur y est due, le plus vraisemblablement, à des répétitions tectoniques par plissement.

Ces deux formations, dont l'ensemble a été baptisé série Abriès - Malrif (Lemoine et al., 1984), sont comparables, comme nous le verrons ci-après, à la partie sommitale de la série piémontaise externe de la Roche des Clots, dont la succession type comporte des niveaux de schistes noirs puis des calcschistes, couronnant un ensemble carbonaté complet attribué ou daté du Norien au Crétacé inférieur (Lemoine et al., 1978 ; Bourbon et al., 1979). Les calcschistes sommitaux ont également livré des fanômes de Foraminifères planctoniques (Lemoine et al., 1984).

B. - COMPARAISONS AVEC LES SERIES A SUBSTRATUM OCEANIQUE

On ne peut manquer d'effectuer le rapprochement entre les découpages lithostratigraphiques proposés par les auteurs pour l'unité de calcschistes, et ceux que nous avons avancés pour les parties sommitales des séries Mirabouc - Bouchet et de la Taillante, dans lesquelles la succession schistes noirs et quartzites, puis calcschistes a été mise en évidence. Nos propres attributions stratigraphiques concordent ainsi avec celles proposées par Lemoine et al. (1984) pour la Série Abriès - Malrif.

On remarquera à ce propos, la grande ressemblance existant entre les formes fossiles décrites par Lemoine et al. (1984) et celles que nous avons récoltées dans la formation du Bric Bouchet.

La série Abriès - Malrif, d'âge crétacé "moyen" à crétacé supérieur basal, se distingue finalement des terrains de même âge appartenant aux unités océaniques, par sa stérilité en éléments remaniés de roches vertes. Toutefois, cette stérilité pourrait ne pas être absolue. Quelques blocs d'ophiolites apparaissent en effet ça et là, au sein des calcschistes, dans des positions structurales qui restent malheureusement douteuses ; c'est le cas, par exemple, le long de la bordure orientale de l'unité au-dessus de Fontgillarde, en rive droite de l'Aigue Agnelle, ou au fond du vallon de Ségure, au Sud de Ristolas.

C. - METAMORPHISME ET DEFORMATION

Comme le montre le travail de Liewig (1981), les calcschistes de cette unité ont connu des conditions du métamorphisme de haute pression / basse température nécessaires à la cristallisation des phengites (taux de substitution Si 3,30 ; 3,60). L'auteur confirme d'autre part les résultats de Caron (1977), en montrant que la structuration de ces terrains résulte de l'intervention de trois phases de déformation et de recristallisation métamorphique. La première phase de déformation-cristallisation a pu être datée

à 70 Ma (K/Ar, sur phengites, Caron comm. pers.), la seconde aux alentours de 50 Ma (Eocène inférieur, K/Ar sur phengites d'un échantillon prélevé à Valpreveyre ; Liewig, 1981 ; Liewig et al., 1981).

III .- L'ORIGINE DE L'UNITE DES CALCSCHISTES

Nous avons déjà signalé (Lagabrielle, 1982 ; Lagabrielle, Lemoine et Tricart, 1985, voir également Lemoine et al. 1984), que la base stratigraphique des terrains formant la série Abriès - Malrif demeure à ce jour inconnue. En conséquence, son origine paléogéographique ne peut être déterminée directement et reste sujette à discussion. Plusieurs solutions s'offrent à notre choix, elles dépendent d'abord de la nature du soubassement que l'on peut attribuer à ces terrains. S'agissait-il d'un substratum océanique ou continental ?

1. La première possibilité a été envisagée par Dumont et al. (1984). Les auteurs proposent de voir dans les termes sédimentaires formant l'encaissant des ophiolites de Péas, une série stratigraphique continue, repliée sur elle-même, et montrant la succession classique : ophiolites (les prasinites), marbres du Malm, Crétacé inférieur (calcschistes et calcaires), formation d'Abriès et formation du Malrif fossilifère (voir p. 148).

Dans cette hypothèse, le substratum océanique n'est finalement représenté que par une mince bande prasinitique, discontinue, dont l'ampleur n'est pas comparable avec celle des massifs d'ophiolites avoisinants. Ces affleurements de metabasites s'apparentent étroitement aux nombreux niveaux prasinitiques qui caractérisent la formation du Bric Bouchet et que nous interprétons comme des méta-olistostromes ; c'est le cas, sans ambiguïté, au Mont Arbancier (p. 85).

2. Le second cas nous semble le plus probable, en raison notamment de la grande ressemblance entre ces terrains et les termes supérieurs des séries piémontaises externes de type Roche des Clots. La série Abriès - Malrif, constituerait ainsi la partie sommitale d'une série piémontaise déposée sur la marge européenne. Nous développons cette hypothèse dans le paragraphe suivant.

Remarquons toutefois que, compte tenu de sa position élevée dans l'édifice, on pourrait penser que l'unité des calcschistes est un ensemble d'origine très interne, "ultrapré-montais" par exemple et provenant donc de la marge apulienne opposée. C'est une hypothèse envisageable a priori, mais qu'il est difficile pour l'instant de défendre. Insistons sur un point crucial. Dans de telles conditions, on ne peut expliquer de façon simple, l'évolution métamorphique en climat de haute pression de cette unité ; l'enfouissement nécessaire des terrains considérés étant peu compatible avec leur origine très interne (voir la discussion dans la troisième partie).

IV .- RECHERCHE DE LA BASE STRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS D'ABRIES ET DU MALRIF. UNE SOLUTION POSSIBLE.

Nos réflexions, quelques excursions sur le terrain en compagnie de J.M. Caron et la consultation de documents préexistants, notamment les travaux de Caron (1977), nous conduisent à proposer ci-après une hypothèse nouvelle, dans laquelle la série Abriès-Malrif constituerait la suite stratigraphique de la série piémontaise externe de Crèche Meyriès (Caron, 1977).

Reprenons auparavant quelques éléments concernant cette dernière série et ses équivalents voisins.

A. LES SERIES PIEMONTAISES EXTERNES DU QUEYRAS

La marge orientale du domaine piémontais queyrassin est caractérisée par l'existence des séries piémontaises externes, à basetriasico-liasiques, qui prennent un développement cartographique important aux alentours immédiats de Château - Queyras.

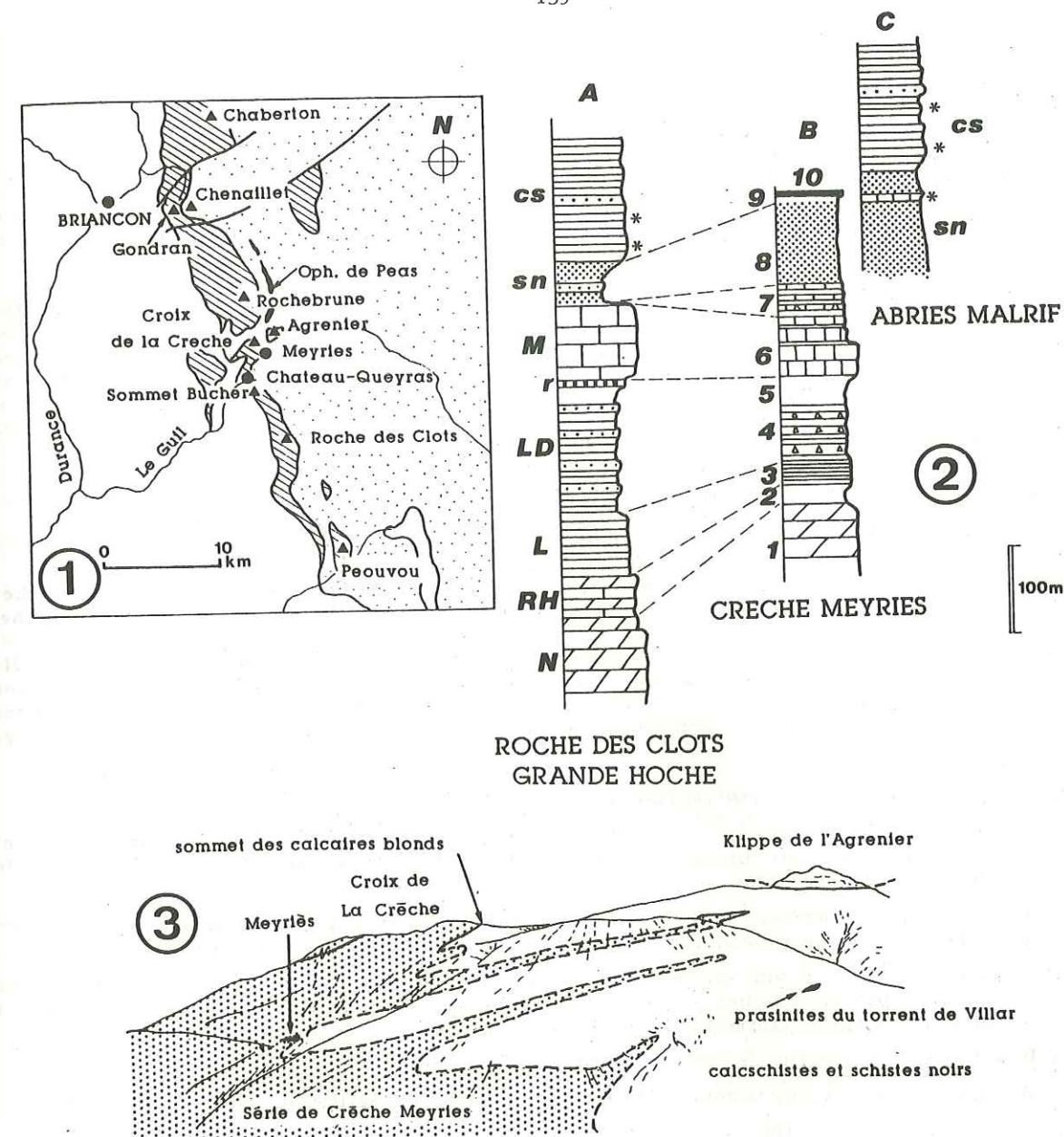


Fig. 89 .- Les séries piémontaises externes des Alpes Cottiennes septentrionales.

1. Carte de localisation (d'après Lemoine, 1971, simplifiée).
Hachuré oblique : domaine piémontais externe ;
Pointillé : Schistes lustrés indifférenciés ;
Blanc : Briançonnais et zones externes.

2. Colonnes lithostratigraphiques synthétiques (les étoiles indiquent la présence de Globotruncanidés).
A. Série de la Roche des Clots - Grande Hoche, d'après Lemoine et al. (1978, 1984).

N : Norien ; RH : Rhétien - Hettangien ; L : Lias ; LD : Lias Dogger ; r. radiolarites probables ; M : Malm ; s.n. : Schistes noirs (Crétacé moyen) ; c.s. : calcschistes (Crétacé supérieur basal).

- B. Série de Crèche - Meyriès (Caron, 1977). 1 à 10, voir texte.

- C. Série Abriès - Malrif (Lemoine et al., 1984) (s.n. et c.s., voir A).

3. Panorama sur Meyriès d'après Caron (1977), redessiné (regard au Nord-Ouest).

Les calcschistes et schistes noirs de la série Abriès - Malrif semblent engagés avec les terrains de la série de Crèche Meyriès dans les mêmes structures plicatives. C'est un des arguments qui permet de proposer une continuité stratigraphique initiale entre ces deux ensembles.

Ces séries constituent trois groupes d'affleurements (fig. 89) :

- le massif de Rochebrune et la Klippe de l'Agrenier, au Nord de Chateau Queyras ;
- le massif de la Roche des Clots, au Sud de cette localité ;
- une bande d'affleurements probablement continue, depuis les hauteurs surplombant Meyries (au Nord de Chateau Queyras), jusqu'au sommet Buchet dominant le Guil sur le versant opposé.

Les deux premiers groupes d'affleurements constituent des unités tectoniques bien individualisées, indépendantes du restant des Schistes lustrés. Ils fournissent une succession - type très complète et stratigraphiquement bien calée des séries piémontaises externes (Série de la Roche des Clots - Grande Hoche ; Lemoine et al., 1978). De bas en haut, on y rencontre successivement (fig. 89) :

- des dolomies noriennes (faciès Hauptdolomit) ;
- des calcaires et des dolomies (Rhétien - Hettangien), fossilifères ;
- des calcaires et calcschistes (Lias inférieur), fossilifères ;
- des calcschistes, des brèches dolomitiques et des grès (Lias - Dogger probable) ;
- des métaradiolarites probables et des marbres (Malm), non fossilifères ;
- des schistes noirs (équivalents de la formation d'Abriès),
- des calcschistes du Crétacé supérieur, datés par Foraminifères planctoniques (Lemoine et al., 1984), équivalents de la formation de Malrif et riches en microbrèches.

Le dernier groupe d'affleurements, situé dans une position structurale qu'il est difficile de préciser, a été étudié en détail par Caron (1977). L'auteur y a établi une succession - type, la série de Crèche - Meyries, définie entre le village de Meyries et le Col de la Croix de Crèche (1), dans laquelle on reconnaît successivement (fig. 89-2).

1. Le Trias dolomitique lité (Norien probable) ;
2. Le Rhétien - Hettangien (?), alternance de dolomies, calcaires, calcschistes et schistes terminée par un gros banc calcaire discontinu latéralement. Cet ensemble est localement bréchique ;
3. Le "Lias prépiémontais", alternance de calcaires fins gris ou noirs, de calcaires gréseux roux et de calcschistes siliceux ; les microbrèches sont fréquentes ;
4. Passage graduel à un ensemble de calcaires noirs, de calcaires à patine rousse et de niveaux de brèches et de microbrèches granuloclassées de nature calcaire et surtout dolomitique (formation détritique rousse) ;
5. Des calcschistes siliceux roux en plaquettes ;
6. Des calcaires siliceux massifs, blonds, attribués au Malm (Bourbon et al., 1979) ;
7. Des calcaires en dalles, grès et schistes noirs à brèches.
8. Des schistes siliceux noirs (crétacé moyen probable, Bourbon et al., 1979) ;
9. Des quartzites, calcschistes et prasinites bréchiques (ces roches vertes ne forment qu'un petit affleurement près du torrent du Villar).

Pour Caron, la coupe s'arrête au terme 9. Il existe entre les termes 8 et 9 de nombreuses lacunes d'observation.

En poursuivant vers l'Est, on pénètre alors dans la grande masse des calcschistes et schistes de la Série d'Abriès - Malrif, sans avoir traversé semble-t-il de discontinuité tectonique majeure (fig. 89-3).

(1) Une succession identique peut être observée sur le versant opposé du Guil au sommet Buchet (Caron, 1977).

B. LA CONTINUITE STRATIGRAPHIQUE POSSIBLE ENTRE LES SERIES DE CRECHE - MEYRIES ET ABRIES - MALRIF.

Mettant en commun leurs observations, Bourbon, Lemoine, Tricart et Caron (1979) montrèrent les nombreuses ressemblances existant entre les séries de type Roche des Clots et Crèche Meyries, dont les corrélations s'établissent terme à terme jusqu'aux schistes noirs du Crétacé moyen. A ces identités, s'ajoutent les correspondances strictes, établies par Lemoine et al. (1985), entre la partie sommitale de la série de la Roche des Clots (schistes noirs et calcschistes) et la série Abriès - Malrif de l'unité des calcschistes. Il ne serait donc pas surprenant que la série de Crèche - Meyries, débutant comme la série de la Roche des Clots, se termine, à son image, par des calcschistes du Crétacé supérieur.

Cette dernière proposition est à la base de l'hypothèse que nous présentons.

Il nous paraît en effet raisonnable d'envisager que la série Crèche - Meyries représente la base stratigraphique de la série Abriès - Malrif. Dans ce cas, les schistes siliceux (8) seraient équivalents de la formation d'Abriès, et les termes (9) seraient inclus dans la formation de Malrif.

On rassemblerait ainsi deux séries fragmentaires, pour former un tout cohérent, très semblable à la série de la Roche des Clots - Grande Hoche. Bien entendu, même s'il s'agit d'une hypothèse qui peut paraître satisfaisante, ce n'est à l'heure actuelle qu'une présomption non prouvée. Ajoutons néanmoins que pour l'instant, rien sur le terrain ne vient interdire cette interprétation. Nous avons vu qu'il existait, même localement, une continuité apparente entre les deux ensembles.

C. CONCLUSIONS

Il paraît finalement raisonnable d'envisager pour l'unité des calcschistes, une origine continentale européenne, c'est-à-dire d'en faire un fragment de série piémontaise externe. Indépendamment de l'hypothèse formulée ci-dessus concernant sa base stratigraphique probable, cette attribution entraîne quelques conséquences importantes qui méritent d'être discutées.

1. Sur le plan structural tout d'abord ; même si l'on admet un ancrage local des formations du Malrif et d'Abriès sur des termes plus anciens à l'Ouest, il est nécessaire d'envisager à l'Est un vaste décollement de ces formations qui chevauchent pour leur propre compte, les unités à substratum océanique. C'est ce qui est exprimé sur la coupe synthétique de la figure 94.
2. Sur le plan paléogéographique : la série Abriès - Malrif serait ainsi plus externe sur les séries océaniques décrites ici.

Nous avons indiqué d'autre part, qu'il était possible de corréliser les formations d'Abriès et de Malrif avec les schistes noirs et les calcschistes à blocs de roches vertes des unités océaniques médiane et supérieure. Ceci implique qu'au début du Crétacé supérieur, un même bassin sédimentaire s'est installé à la fois sur une partie de la marge continentale et sur des terrains d'origine océanique (futurs unités océaniques médiane et supérieure). Ce bassin aurait été alimenté du côté interne en produits détritiques ophiolitiques ; ceux-ci, abondants dans la série à substratum océanique se font rares ou totalement absents dans la partie du bassin dont le soubassement est constitué par des séries épicontinentales européennes.

3. Si, par l'intermédiaire de ce bassin, une telle continuité s'est établie dès le Céomanien entre certaines unités issues de domaines continentaux et océaniques, on doit poser en d'autres termes le problème de la position initiale et du devenir au Crétacé supérieur de la série du Baracou et de l'unité du Viso. Dans celles-ci, en effet, il ne reste pas de témoins visibles d'une formation à bloc comparable par ses faciès et son extension aux formations du Bric Bouchet et du Col Agnel, ce qui peut s'expliquer à priori, et sans tenir compte de ce que nous avons précédemment envisagé pour cette unité, de trois façons différentes :

- a. Ce type de formation a pu exister ; il a aujourd'hui disparu par érosion et/ou troncature tectonique ;
- b. Le domaine correspondant à la patrie de cette unité était situé en position plus interne que les autres unités océaniques piémontaises et n'a pas reçu, à l'époque envisagée, des dépôts comparables ;
- c. Ce même domaine était déjà enfoui et en cours de structuration lors du dépôt des formations à blocs, au Cénomano-turonien, Sénonien inférieur.

La troisième hypothèse nous semble préférable. Nous savons, en effet, que dans la série du Baracun, entièrement éclogitisée, la sédimentation s'est nécessairement arrêtée avant l'intervention du métamorphisme éoalpin, dont le climax se situe, d'après les datations existantes, aux alentours de 90 - 80 Ma (Dal Piaz et Lombardo, 1985), ou même auparavant pour certains auteurs (120 - 100 Ma ; Choukroune et al., 1986). Cet épisode intervient quoiqu'il en soit, avant ou durant la sédimentation des calc-schistes à blocs et olistostromes de roches vertes. Si l'on accorde une signification générale aux datations de cet événement, c'est-à-dire si l'on considère finalement qu'ils rendent compte de l'intervention d'un épisode tectonométamorphique d'ampleur "alpine", on est conduit à rejeter les hypothèses a) et b).

Remarquons néanmoins qu'en retenant l'hypothèse c) on ne peut préciser la position paléogéographique initiale de la série du Baracun. Nos premières conclusions nous ont incité à la situer, au Jurassique supérieur, en position plus externe que les autres séries océaniques, de telle sorte qu'il soit possible de rendre compte facilement de l'évolution métamorphique et de la mise en contact précoces de l'unité du Viso et de la partie la plus interne de la marge européenne (actuelles unités éclogitiques du Dora Maira). Nous reprendrons cette discussion en apportant d'autres éléments de réflexion dans le chapitre suivant et dans la troisième partie.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS A L'ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Dans les chapitres précédents, nous avons analysé et défini les successions lithostratigraphiques des séries métasédimentaires composant l'édifice structural. Nous dégageons ici les principaux résultats de cette analyse en soulignant quelques faits essentiels.

I .- LES AGENCEMENTS PALEOGEOGRAPHIQUES SUCCESSIFS

A .- LE CAS DES UNITES D'ORIGINE OCEANIQUE ET LA PALEOGEOGRAPHIE DU JURASSIQUE SUPERIEUR EO-CRETACE

Les trois séries à substratum ophiolitique sont issues de différentes provinces de l'océan téthysien. Nous avons proposé pour ces provinces, un arrangement paléogéographique où l'on trouverait de l'externe vers l'interne :

Les séries de type	Les séries de type	Les séries de type
Baracun	Mirabouc - Bouchet	Taillante et Chabrière
(Unité du Viso)	(Unité Mirabouc - Bouchet)	(Unité Pelvas - Taillante Rocca Bianca)

Cet agencement est essentiellement fondé sur les affinités plus ou moins grandes que présentent ces séries avec les séquences supraophiolitiques de l'Apennin ligure. Celles-ci caractérisent, comme on l'admet classiquement, les parties les plus internes du domaine océanique (1) (Elter et al., 1966 ; Nardi, 1968 ; Haccard et al., 1972 ; Debelmas, 1975 ; Trümpy, 1976 ; Bourbon et al., 1976 ; Mattauer et Proust, 1975 et 1976 ; Biju-Duval et al., 1977 ; Caron, 1977 ; Grandjacquet et Haccard, 1977 ; Vanossi, 1980, etc ...).

Ainsi, nous pensons que les séries dont la base évoque le plus fortement (ou même calque) les successions supraophiolitiques ligures (série de type Taillante et Chabrière) proviennent de la portion la plus interne du domaine océanique impliqué dans l'édifice étudié ici. Nous reprendrons cette discussion dans la troisième partie, en confrontant nos propositions avec les contraintes imposées par la position respective des unités dans l'édifice structural. Auparavant, reprenons série par série, les grands résultats de la lithostratigraphie.

(1) Nous retenons, pour l'instant, l'hypothèse d'un bassin océanique piémontais et ligure unique. Nous discuterons ultérieurement à deux reprises (voir troisième partie) l'éventualité d'un domaine océanique double, à devenir "piémontais" (le plus externe) et "ligure" (le plus interne).

- La Série de Baracun. Sa base n'évoque que de très loin les séquences de Ligurie. La présence de micaschistes, l'absence de métaradiolarites, sont quelques-unes des caractéristiques de cette série. Son substratum uniquement basaltique diffère également de celui des autres unités.

La série, également riche de détritiques ophiolitiques, est couronnée par un complexe chaotique serpentineux à blocs d'ophiolites dont l'âge, forcément inférieur à celui de l'épisode éclogitique éoalpin, pourrait être, comme nous l'avons vu, crétacé inférieur. Nous avons proposé de voir dans la formation de ce complexe, l'écho en surface d'une première tectonique océanique en compression, responsable de l'enfouissement et du métamorphisme précoce d'une partie du domaine océanique, représentée aujourd'hui par certaines écaillles basales du complexe du Mont Viso (sous-unité du Passo Gallerino) et dont l'éclogitisation est datée à 135 ± 8 Ma (Carpéna, 1984 ; Carpena et al., 1986) (1).

- La Série Mirabouc - Bouchet. La formation Mirabouc, située à la base de cette série, comporte des basaltes, des brèches ophiolitiques et des marbres sporadiques d'âge jurassique supérieur à crétacé basal probable, discordants sur un substratum ultrabasique. Cette succession s'apparente aux séries supraophiolitiques ligures. Toutefois, l'absence de radiolarites et le caractère souvent réduit des dépôts carbonatés permet de la différencier de ces dernières et des séries de type Taillante ou Chabrière.

- La Série de la Taillante. Sa base est une variante locale de la série de Chabrière, équivalent métamorphique strict des séries supraophiolitiques ligures (Haccard et Lemoine, 1970 ; Lemoine et al., 1970 ; Lemoine, 1971). Cette équivalence a été prouvée paléontologiquement à deux reprises par de Wever et Caby (1981) et par nous-même (Schaaf et al., 1985). La présence des radiolarites véritables et l'existence d'un niveau de marbres continu reposant sur un substratum océanique composite et recouvert irrégulièrement par des coulées basaltiques, en font un ensemble à cachet ligure incontestable.

B.- LE CAS DE L'UNITÉ DES CALCSCHISTES ET LA PALEOGEOGRAPHIE DU CRETACE

Sur le terrain étudié, l'unité des calcschistes comporte deux formations de schistes dont l'une, la plus haute stratigraphiquement - les calcschistes de la formation du Malrif - a livré des Foraminifères indiquant un âge crétacé supérieur basal (Lemoine et al., 1984). La formation du Malrif sous-jacente est rapportée au Crétacé moyen.

Nous proposons une hypothèse dans laquelle ces deux formations feraient suite à la série piémontaise externe de Crèche-Meyries à base triasique. L'ensemble formé ainsi par la superposition des séries Crèche-Meyries et Abriès-Malrif apparaît finalement comparable terme à terme avec la série de type Roche des Clots voisine.

Les calcschistes de la formation du Malrif peuvent être considérés comme un équivalent distal des calcschistes à blocs d'ophiolites (formations du Bric Bouchet et du Col Agnel), pour lesquels un âge crétacé supérieur basal a été retenu. Trois arguments ont été avancés pour appuyer cette attribution, nous les rappelons ici :

1. Dans les colonnes lithostratigraphiques, les calcschistes à blocs d'ophiolites font suite à des schistes noirs et quartzites attribuables au Crétacé "moyen".
2. Ces formations sont comparables à des séquences ligures riches en blocs et olistostromes de roches vertes datées en partie de la base du Crétacé supérieur (complexe de Casanova).

(1) Rappelons ici les réserves émises plus haut (voir premier chapitre) concernant cette datation. Même si on doit l'accepter comme une donnée fiable, il demeure extrêmement délicat de l'étendre à l'ensemble du complexe du Mont Viso. En d'autres termes, il est fort possible que l'éclogitisation de l'unité du Baracun soit intervenue plus tardivement (entre 100 et 90 Ma ?) que celle de la sous-unité du Passo Gallerino ; elle a pu être contemporaine, par exemple, du métamorphisme éclogitique des ophiolites de Rocciavre (93 ± 6 Ma) ou de Lanzo ($95 \pm 9, 90 \pm 8$ Ma) (Carpéna et al., 1986). C'est l'hypothèse qui semble actuellement le plus probable.

3. Il existe dans ces formations des fantômes possibles de Foraminifères planctoniques dont les contours évoquent des formes de la base du Crétacé supérieur (comme nous l'avons vu, cet argument pris isolément reste discuté, les deux précédents seront donc retenus de façon préférentielle).

Une des conséquences essentielles de notre interprétation est donc qu'il convient d'envisager, dès la base du Crétacé supérieur, l'installation d'un bassin unique dans lequel se déposent les futurs calcschistes crétacés des séries concernées. Ce nouveau domaine s'établit à cheval sur des séries à substratum sialique et océanique, alors rapprochées tectoniquement.

Les premiers sédiments déposés dans ce bassin ont pu venir recouvrir un substratum rugueux, parsemé de nombreuses dépressions irrégulièrement comblées par les argilites décarbonatées du Crétacé moyen (futurs schistes noirs) que l'on rencontre sous des épaisseurs variables dans les séries piémontaises externes ou internes.

II.- LES GRANDES ETAPES DE L'EVOLUTION TECTONIQUE DU BASSIN OCEANIQUE

Les séries sédimentaires de chacune des unités portent la mémoire des grandes étapes tectoniques de l'évolution du bassin océanique. Rappelons ci-dessous les conclusions élaborées à l'issue de chacun des chapitres précédents, en précisant auparavant que les rubriques présentées ici feront l'objet d'une discussion plus longue dans la troisième partie ; nous tenterons alors de rattacher chacune des étapes décrites ici à des processus géodynamiques connus : subduction, obduction, collision et hypercollision.

Après l'apparition du soubassement océanique au Jurassique moyen - supérieur, le domaine liguro-piémontais sera le théâtre d'une succession d'événements tectoniques conduisant tout d'abord à sa fermeture progressive puis à son emboutissement et son écrasement, en même temps que certaines unités de la marge continentale nord-alpine.

A.- UNE PREMIERE ETAPE HYPOTHETIQUE AU CRETACE INFERIEUR (NEOCOMIEN ?)

En toute rigueur, il s'agit d'un événement dont l'intervention ne peut être que soupçonnée ; nous le présentons à titre de simple hypothèse avec les réserves émises plus haut (voir chapitre II).

Nous ne disposons en effet que d'indices faibles ou discutables en sa faveur :

- la datation à 135 ± 8 Ma de l'éclogitisation de la sous-unité du Passo Gallarino (Carpéna et al., 1986) ;
- la genèse du complexe à bloc de la série de Baracun perçue alors comme un écho en surface de ces événements.

Toutefois, nous verrons ultérieurement que dans les Alpes orientales, les événements tectoniques rapportés au Crétacé inférieur ont des conséquences structurales importantes. Ceci pourrait accorder plus de poids aux premiers soupçons avancés ici.

A la fin de cette étape, au Crétacé "moyen", pourrait correspondre, dans les futures unités océaniques médiane et supérieure et d'une façon plus générale sur l'ensemble des marges alpines, l'individualisation par relaxation postorogénique, de bassins confinés recevant des dépôts argileux décarbonatés (futurs schistes noirs). Pour Castellarin (1980) et d'autres auteurs (voir chapitre IV), l'apparition de ces bassins serait plutôt un signe annonciateur des événements suivants.

B.- SECONDE ETAPE : UNE PHASE IMPORTANTE AU CENOMANO-TURONIEN

Cette seconde étape se traduit, en surface, par la genèse des séries à blocs et olistostromes ophiolitiques (formation du Bric Bouchet, formation du Col Agnel). La nature exacte et la durée des phénomènes tectoniques affectant à cette époque le bassin ne peuvent être connues directement. En effet, en raison de l'importance des déformations et du métamorphisme ultérieurs, il paraît improbable de retrouver dans l'édifice des contacts tectoniques de cet âge. Néanmoins, comme nous l'avons dit, plusieurs arguments indirects permettent de penser qu'il s'agit de contacts tangentiels de grande ampleur.

1. Il existe une coïncidence entre l'âge retenu pour les formations à blocs (Crétacé supérieur basal) et un ensemble de datations du métamorphisme éoalpin s'échelonnant entre 110 à 90 Ma (voir chapitre I) intéressant des unités de marge continentale (ex. : Dora Maira) ou océanique (ex. : Rocciavre, Lanzo ...). Pour expliquer la structuration et le métamorphisme HP-HT précoce de ces unités, il est nécessaire de faire appel à des recouvrements tectoniques importants, impliquant un fort raccourcissement des domaines concernés (nous verrons ultérieurement si ces phénomènes peuvent s'apparenter directement à l'obduction d'une partie du domaine océanique, ou s'il convient de séparer dans le temps, une obduction précoce et l'intervention d'un écaillage généralisé plus tardif).
2. Dans l'Apennin ligure, la genèse du complexe de Casanova, comparable à nos formations à blocs d'ophiolites, est attribuée à la "mise en nappe" du substratum océanique dès le Cénomanién (Elter, 1975 ; Grandjacquet et Haccard, 1977), elle accompagnerait ou suivrait immédiatement le recouvrement des futures séries piémontaises par les unités ligures.
3. Dans les Alpes orientales, la tectogénèse de la base du Crétacé supérieur participe pour une grande part à la structuration de cette partie de la chaîne.

C. - UNE SERIE D'ETAPES AU CRETACE TERMINAL - TERTIAIRE

Ces étapes, dont nous donnerons le détail ultérieurement, induisent les premières déformations synschisteuses au sein des trois unités supérieures et conduisent, après une histoire complexe, à l'édification des structures actuelles et à la surrection de l'édifice. Pour en préciser les mécanismes et la succession, il est nécessaire, nous le verrons, de faire appel à des données extérieures à notre domaine d'étude.

III. - LES DIFFICULTES DES RECONSTITUTIONS : L'EXISTENCE DE "BLANCS" PALEOGEOGRAPHIQUES (1) ET LE MANQUE D'INFORMATION SUR LES TRAJETS DES UNITES

Quel que soit le crédit que l'on accorde à l'ordre paléogéographique retenu provisoirement, on n'oubliera pas qu'il a certainement existé entre les domaines définis ici de vastes provinces aujourd'hui inaccessibles à l'observation. C'est notamment le cas pour les domaines représentés actuellement par des unités contigües mais de métamorphisme différent (unité du Viso et "unité" océanique médiane) ou par des unités à succession stratigraphique semblable mais géographiquement éloignées (unité océanique supérieure et unités apenniniques ligures).

Ces "blancs" paléogéographiques pourraient correspondre à des espaces originels importants, assurant les transitions entre les divers éléments du puzzle actuel.

Enfin, il est commode dans tout modèle d'évolution des chaînes, de raisonner le long d'une paléotransversale unique. On admet ainsi, implicitement, que les unités se sont déplacées le long de cette transversale comme guidées par un seul "rail". Cette façon d'envisager les problèmes est certainement trop simplificatrice et mal adaptée à la complexité des zones internes alpines, dans lesquelles ont pu intervenir des déplacements du Sud vers le Nord (Caby, 1973 ; Maury et Ricou, 1983 ; Ricou, 1984 ; Balle-vre, 1985 ; Choukroune et al., 1986 ; Bouillin, 1986). Néanmoins, ceci ne doit pas venir remettre en cause, de façon fondamentale, la classification générale, en terme de plus externe ou plus interne, telle que nous l'adoptons ici. Finalement, alors que les trajectoires respectives de chacune des unités de l'édifice ne sont pas clairement établies, il paraît difficile, à moins de multiplier les hypothèses, de raisonner autrement que le long d'une transversale unique.

(1) Cette expression est empruntée à Caron (1977).

IV. - COMPARAISON DES SERIES SUPRAOPHIOLITQUES DECRITES AVEC QUELQUES SERIES TYPES DES ALPES OCCIDENTALES ET DE CORSE. RECHERCHE DE TEMOINS POSSIBLES D'UNITES OPHIOLITQUES ALPINES D'ORIGINE LIGURE s.s. DANS LES ALPES COTTIENNES

En 1984, nous avons recherché au sein des Alpes occidentales et en Corse, des séries sédimentaires supraophiolitiques équivalentes de celles définies dans l'unité océanique supérieure (Lagabrielle et al., 1984). Depuis, de nouveaux travaux sont venus compléter la liste déjà longue de ces séries.

Il n'est pas possible, à moins de constituer un véritable catalogue, de faire figurer ici toutes ces séquences. Nous renvoyons le lecteur aux publications citées et dans lesquelles ces séries sont décrites.

A. EN CORSE

- La série de l'Inzecca (Amaudric du Chaffaut et al., 1972 ; Caron et Delcey, 1979 ; Caron et al., 1979) s'apparente aux séries ligures bien qu'elle soit très pauvre en matériel ophiolitique remanié. A cette série, viennent s'ajouter deux autres séquences plus diversifiées, la série de Santo-Pietro di Tenda (à détritiques sialiques) (Caron et Delcey, 1979) et la série de Piano Maggiore, à substratum ultrabasique et à nombreuses brèches ophiolitiques (Péquignot et al., 1984).
- Ohnenstetter (1979) décrit la série de Rospigliani, riche en matériel détritique gabbroïque et semblable dans ses grandes lignes aux séries ligures.
- Dans ce cours inventaire, une place spéciale doit être ménagée aux ophiolites métamorphiques de Balagne, à couverture radiolaritique datée de l'Oxfordien supérieur - Tithonique moyen (Conti et al., 1985) et dont l'origine est probablement ligure (Nardi, 1968 ; Mattauer et Proust, 1975, 1976). Ces ophiolites, essentiellement des diabases, sont associés à des brèches cénomaniennes (brèche du Toccone) et des lydiennes ; elles sont incluses dans une formation d'âge éocène reposant directement sur les granites de la marge corse (voir également Amaudric de Chaffaut et Campredon, 1976).

B. DANS LE GROUPE DE VOLTRI ET LA ZONE DE MONTENOTTE (LIGURIE SEPTENTRIONALE)

• Le groupe de Voltri

Nous entrons ici dans un domaine fortement métamorphique, équivalent probable des unités type Viso, Rocciavré, Lanzo et Zermatt - Saas Fee. Les résidus des séries sédimentaires y sont donc à la fois rares et mal conservés. Cortesogno (1980) y rapporte l'existence d'une mince série de type ligure avec ophicalcites, quartzites et marbres chloriteux.

• La zone de Montenotte.

On y trouve des séries à base sialique et océanique dont la ressemblance avec certaines successions plus septentrionales a été souligné par Haccard et Lemoine (1970), voir également Grandjacquet et Haccard (1977).

C. DANS LES ALPES COTTIENNES : LE CHENAILLET, UNE UNITE OPHIOLITIQUE LIGURE s.s. ?

De récents travaux (Polino et Lemoine, 1984 ; Polino, 1985) ont permis de préciser la structure du complexe ophiolitique du Chenaillet - Montgenèvre. Celui-ci y apparaît formé par la juxtaposition de deux ensembles dont les évolutions métamorphiques diffèrent. On trouve à la base, une unité métamorphisée dans le faciès schiste bleu, qui comprend :

- un substratum serpentineux puis des ophicalcites ;
- une couverture sédimentaire en gros analogue à la série de la Taillante : radiolarites sporadiques, niveau continu de marbres, calcaires et schistes, flysch calcaire d'âge crétacé supérieur probable.

A plusieurs niveaux de cette série (série du Lago Nero) s'intercalent des détritiques d'origine océanique mais également de provenance continentale (quartz, plagioclase, calcaires et dolomies triasiques ...). Cette séquence, qui rappelle l'organisation générale des séries Mirabouc - Bouchet ou de la Taillante, s'en distingue donc par l'abondance des éléments détritiques continentaux ; elle se rapproche de ce fait, des séries de type Santo-Pietro di Tenda.

Il y aurait peut-être lieu de trouver là, un nouveau critère lithostratigraphique permettant d'établir des distinctions plus fines entre les séries.

Ces unités supportent tectoniquement le massif du Chenaillet, exempt de métamorphisme alpin (Mével, 1975 ; Mével et al., 1978 ; Mével et al., 1982, Bertrand et al., 1982) et dans lequel les couvertures sédimentaires sont malheureusement peu développées. Pour Lemoine (in Debelmas et al., 1983), les basaltes sont discordants sur un substratum gabbroïque (et ultramafique) plus ancien. On retrouve donc dans ce massif une disposition analogue à celle des termes grenus et effusifs ligures.

La position structurale élevée du massif et le fait qu'il ait échappé au métamorphisme alpin de haute pression sont deux critères suffisants pour proposer une origine très interne (ultra-piémontaises) c'est-à-dire ligure s.s. pour ces ophiolites. Il s'agirait ainsi, à l'image des ophiolites de Balagne, des témoins les plus avancés, dans les Alpes sud-occidentales, du substratum océanique du domaine ligure. La mise en place de ce matériel aurait pu accompagner l'avancée, sur le domaine alpin correspondant à notre transversale, des unités ligures sédimentaires des Flyschs à Helminthoïdes de l'Autapie, des complexes de base et des schistes de Serenne issues du même domaine (Kerckhove, 1969). Ces deux derniers ensembles évoquent d'ailleurs, au métamorphisme près, certaines séries ou fragment de séries de Schistes lustrés, comme Kerckhove (1969) le faisait remarquer. C'est le cas, notamment, des schistes de Serenne (attribués à l'Albien), à blocs et brèches ophiolitiques, que l'on peut considérer comme des équivalents non métamorphiques des formations de type Bric Bouchet, ou encore comme des témoins extrêmement avancés, des complexes de type Casanova de l'Apennin.

Ces faits s'accordent avec les conceptions de Elter et al. (1966) et de de Lepinay (1983) concernant l'origine des nappes supérieures des Préalpes.

Ils nous semblent en tout cas être de bons indices permettant de confirmer qu'une nappe composite d'origine ligure s.s., à ophiolites et à fragments plus ou moins complets de leurs couvertures sédimentaires est venue recouvrir l'ensemble du domaine piémontais métamorphique. La phase finale de ce recouvrement peut être daté du Priabonien, âge de l'arrivée sur les domaines externes, du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie (Kerckhove, 1969 ; Tricart, 1980).

D. - AU NORD DES ALPES COTTIENNES (fig. 90).

1. Val d'Aoste

Au sein de ce qui était classiquement défini comme la zone du Combin s.s., Caby (1981) décrit, à la pointe méridionale du massif de la Dent Blanche, une série océanique qui forme une mince écaille, en position renversée, coiffant un ensemble piémontais externe, reposant lui-même en contact anormal sur le Briançonnais interne de la zone du Grand Saint-Bernard.

- Immédiatement à l'Ouest de Vétan, le paléosubstratum océanique affleurant est constitué de serpentinites surmontées en contact normal, par un ensemble de brèches basaltiques. A ces dernières, sont associés des hyaloclastites et des prasinites noduleuses.
- En d'autres endroits (Mont Preuné par exemple) des metabasites en coussins surmontent le substratum ultramafique, par l'intermédiaire d'un mètre environ de brèches basaltiques, la continuité normale de la série peut être établie très clairement.

- Des sédiments postophiolitiques sont bien conservés à la Montagne Secheron où ils constituent la couverture non décollée du socle ultramafique ; ce dernier se présentant en fait soit sous une forme massive, soit sous une forme bréchique (ophicalcites). Cette couverture comprend : des métaradiolarites (~ 1,50 m) passant progressivement à un niveau métrique de marbres jaunes siliceux. Surmontant cet ensemble, on rencontre une alternance de marbres siliceux et de schistes ardoisiers (5 m) puis 10 m de métapélites. Il est probable que l'ensemble des métasédiments soit intrudé, par place, par des sills de diabases et de roches acides sodiques.
- L'ancienne mine de manganèse de Varenche dans la vallée de Saint-Barthélémy (rive gauche de la Doire Baltée) exploitait des niveaux correspondant à la base de la couverture sédimentaire supraophiolitique (Baldelli et al., 1983). Le gisement est situé dans une unité océanique constituant une écaille incorporée tectoniquement à la zone du Combin. Sur le paléosocle océanique, constitué de serpentinites surmontées par endroits de brèches ophicalciques, on rencontre successivement : un mince niveau (20-30 cm) de chloritoschistes, puis 4 à 5 m de quartzites micacées que surmontent 3 à 4 m de micaschistes à chlorite et grenat. La série se poursuit par une dizaine de mètres de micaschistes chloriteux à glaucophane en alternance serrée avec des quartzites micacées à grenat. Viennent ensuite des chloritoschistes (1 m) puis 20 m de quartzites grenatiferes plus ou moins carbonatés et contenant les amandes minéralisées. Cette séquence s'interrompt brusquement pour laisser place à des calcschistes. Ces derniers contiennent à la base, des brèches carbonatées ; ils sont riches en blocs de serpentinites (quelques mètres de diamètre) et renferment également des brèches de serpentinites à ciment calcaire. Ajoutons qu'une étude plus générale du gisement fait apparaître que ces calcschistes sont discordants sur les termes sous-jacents, puisqu'ils peuvent reposer soit sur des quartzites soit sur les micaschistes, soit directement sur le substratum serpentineux. Ces faits, qui prouvent que les ultramafites sont restées à l'affleurement lors du dépôt de la totalité de la série sédimentaire, sont évidemment en accord total avec la présence dans les micaschistes de micas chromifères (fuchsite dont la majeure partie du chrome était initialement contenue dans les spinelles) et dans les calcschistes, de brèches et de blocs serpentineux.

2. Haute Maurienne

Dans la Haute vallée de l'Arc, au sein des Schistes lustrés associés à des "ophiolites" (ensemble B de G. Elter, 1971 - fig. 91 - prolongation de la zone de Zermatt-Saas Fee, J. Bocquet, 1974) ou Schistes lustrés inférieurs (Caby et al., 1978). D. Robert (1979) décrit dans la coupe du ruisseau d'Andagne, reposant stratigraphiquement sur le paléosubstratum océanique serpentineux, un ensemble carbonaté à éléments millimétriques à métriques de serpentinites et de metabasites (100 m environ) se chargeant vers le haut en blocs d'éclogites, de diopsidites et d'épidotites. Ces deux derniers types provenant probablement d'une phase de rodingitisation précoce qui pourrait être océanique (G.V. Dal Piaz, comm. écrite). Ce complexe à blocs (Fudral et al., 1977 ; Robert, 1979) est surmonté par des metabasites (prasinites) (50 m), puis des micaschistes albitiques (anciens tufs acides ou anciens niveaux détritiques terrigènes ?). La coupe se termine dans des calcschistes. Ce complexe à blocs fût interprété à l'époque comme résultant soit d'un écaillage de la croûte de l'océan téthysien en période compressive soit du fonctionnement d'une faille transformante en période distensive. C. Chopin, examinant une coupe proche de celle du ruisseau d'Andagne, décrit en 1978 des concentrations manganésifères au sein d'horizons attribuables à d'anciens niveaux radiolaritiques et appartenant à la couverture immédiate du complexe serpentineux.

3. Ensellement des Stura de Lanzo

Situés immédiatement au sud du massif du Grand Paradis, les affleurements du Glacier de la Bessanese et de Rocca Affinau en Haute Stura di Ala, montrent un paléosubstratum océanique constitué, non pas de serpentinites comme précédemment, mais de gabbros (parfois foliés) sur lesquels reposent les premiers termes sédimentaires (Fudral et al., 1981 et 1982).

Le glacier de la Bessanese. Le soubassement océanique est ici constitué de deux termes : des gabbros leucocrates et une roche hyperchloritique (ancien gabbro ?) sur lesquels reposent indifféremment en succession stratigraphique normale, un fin niveau (moins d'un mètre) de marbres gris-bleu, quelques mètres de marbres roux ou verdâtres à débris de serpentinites puis des micaschistes albitiques. Il est important de noter, ici, l'existence sur l'affleurement, d'une hétérogénéité du substratum océanique cachetée par les séries sédimentaires. Ces dernières scellent donc un événement qui est intraocéanique puisqu'antérieur à leur dépôt.

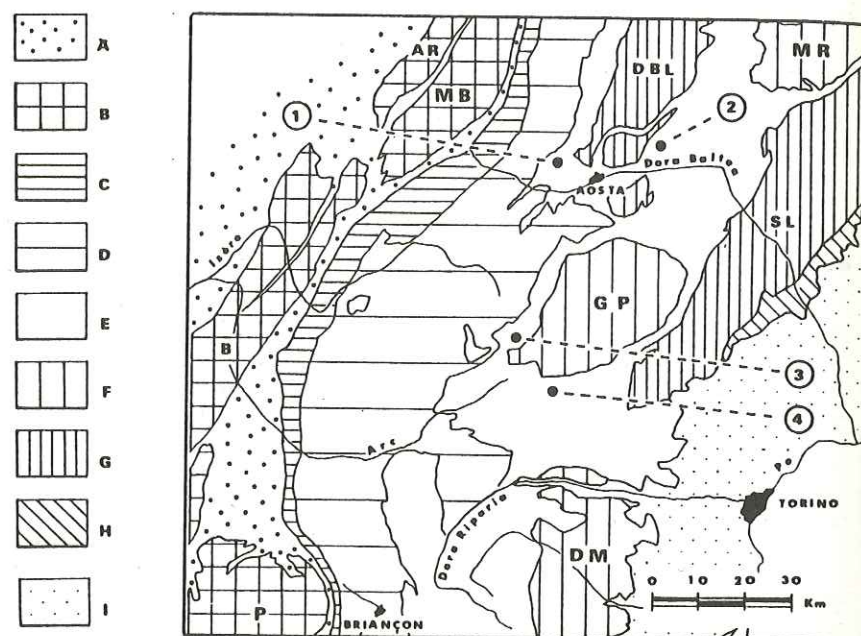


Fig. 90. - Schéma structural des Alpes nord-occidentales et localisation des coupes décrites au paragraphe IV-D.

A. Zone dauphinoise ; B. Massifs cristallins externes ; C. Zone sub-briançonnaise ; D. Zone briançonnaise ; E. Zone piémontaise ; F. Massifs cristallins internes ; G. Zone Sesia-Lanzo et nappe de la Dent Blanche ; H. Zone du Canavese et socle d'Ivrée ; I. Dépôts quaternaires de la plaine du Pô.
1. Région de Vétan ; 2. Varenche ; 3. Andagne ; 4. Ensellement des Stura de Lanzo.

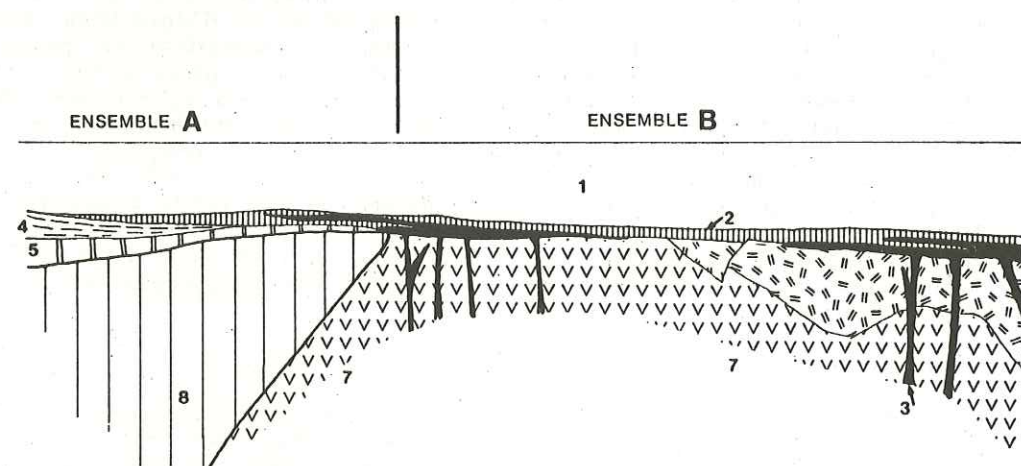


Fig. 91. - Schéma des rapports entre les différents constituants de la zone piémontaise dans les Alpes graies (d'après Elter, 1971, redessiné).

On notera les fortes analogies avec les schémas des figures 81 et 87, pour la partie concernant les séries à substratum océanique (ensemble B).

1 et 2 : Schistes lustrés ophiolitiques (1 : calcschistes ; 2 : niveaux inférieurs) ; 3 : Diabases (prasinities) ; 4 : "Schistes lustrés" liasiques ; 5 : Trias ; 6 : Gabbros ; 7 : ultramafites ; 8 : socle du Grand Paradis.

Rocca Affinau. Dans le prolongement sud de ce pointement rocheux, on observe des gabbros massifs séparés de gabbros foliés par des serpentinites fortement schistosées. Les gabbros foliés supportent un ensemble de marbres blancs ou roux et de cherts, le tout coiffé par un niveau prasinitique représentant très probablement une ancienne coulée.

E. - CONCLUSIONS

A l'heure actuelle, nous ne sommes pas en mesure de savoir si dans chacune des régions évoquées dans cette comparaison, il est possible de retrouver un découpage structural voisin de celui proposé dans ce travail. Nous savons néanmoins, que sous le massif de Rocciavré, il existe des unités évoquant la formation du Bric Bouchet (Pognante, 1982), il en va de même pour les séries de type Albergian - Bouchet (Caron, 1977) qui se situent dans le prolongement direct des unités océaniques médiane et supérieure du Queyras.

Plus au Nord, en Haute-Maurienne, les travaux de Fudral et Deville concernant l'organisation structurale et la lithostratigraphie des Schistes lustrés de ces régions font apparaître des similitudes frappantes avec les résultats présentés ici. Nous avons pu mesurer à plusieurs reprises, au cours d'excursions communes, l'ampleur de ces ressemblances.

V. - RETOUR SUR DES PROBLEMES DE TERMINOLOGIE

Les séries et leur origine probable étant maintenant présentées, reprenons les problèmes d'ordre terminologique.

Nous avons opté, dans un souci de simplification, pour la nomenclature suivante :

- piémontais externe = domaine plus interne que le Briançonnais dont le substratum est de nature continentale ;
- piémontais interne = domaine à substratum océanique.

Cette distinction est finalement valable pour l'édifice actuel, ou pour la paléogéographie du Jurassique terminal. Nous avons vu qu'au Crétacé supérieur basal, ces deux domaines furent recouverts ensemble par un même bassin.

Comme l'usage le veut, nous avons baptisé ligure s.s. le domaine d'où proviennent les ophiolites non métamorphiques de l'Apennin.

Il ne nous appartient pas de discuter des subdivisions pratiquées au sein du domaine piémontais externe (prépiémontais, parapiémontais, etc ...) ; faisons seulement remarquer à nouveau qu'en définissant le piémontais externe, Caron (1977) l'opposait au piémontais interne dont l'existence - au sens défini alors par l'auteur - n'est plus reconnue aujourd'hui.

Nous avons préféré délaissier le terme liguro - piémontais, lorsqu'il s'applique à des séries. En effet, il s'adapte mal au découpage que nous proposons ; en toute rigueur, les séries liguro-piémontaises doivent être à la fois piémontaises internes et à cachet ligure. Il ne s'agirait donc ici, que des séries de type Taillante et Chabrière, et dans une moindre mesure des séries de type Mirabouc - Bouchet.

En revanche, si l'on opte pour l'hypothèse d'un bassin océanique unique comme lieu d'origine des séries océaniques ligures et piémontaises internes, ce que nous avons fait jusqu'à présent (1) le terme de bassin liguro-piémontais reste d'un emploi commode, il est alors synonyme de Tethys ligure, terme employé récemment par Lemoine, Tricart, Caby, etc ...

(1) Voir la discussion dans la troisième partie.

TROISIEME PARTIE

SYNTHESES, DISCUSSIONS ET

CONCLUSIONS GENERALES

CHAPITRE I

SYNTHESE STRUCTURALE

I .- RAPPEL SUR L'AGENCEMENT DES UNITES ET LEUR METAMORPHISME

A .- LES GRANDES UNITES ET LEURS CONTACTS RESPECTIFS

Les coupes synthétiques proposées sur la figure 92 permettent de mettre en place la structure d'ensemble du secteur analysé. On consultera également la figure 94, dans laquelle l'ensemble étudié est situé dans un cadre structural plus vaste.

En raison d'une réelle complexité tectonique due notamment à l'existence de méso-structures à déversement perpendiculaire, il est apparu nécessaire de proposer des sections N-S et W-E.

De bas en haut de l'édifice, on rencontre successivement au-dessus du massif Dora Maira :

1. L'unité du Viso ou unité océanique basale, elle-même constituée de plusieurs sous-unités d'ophiolites, toutes éclogitiques et dont les histoires tectono-métamorphiques sont probablement différentes. L'âge du métamorphisme éclogitique d'une des unités les plus profondes est de 135 ± 8 Ma (Carpéna et al., 1986).

Au Nord du massif du Viso, la sous-unité sommitale montre un socle océanique basaltique et sa couverture sédimentaire (série du Baracun).

2. L'unité Mirabouc - Bouchet ou unité océanique médiane. Cette unité repose en con-

1

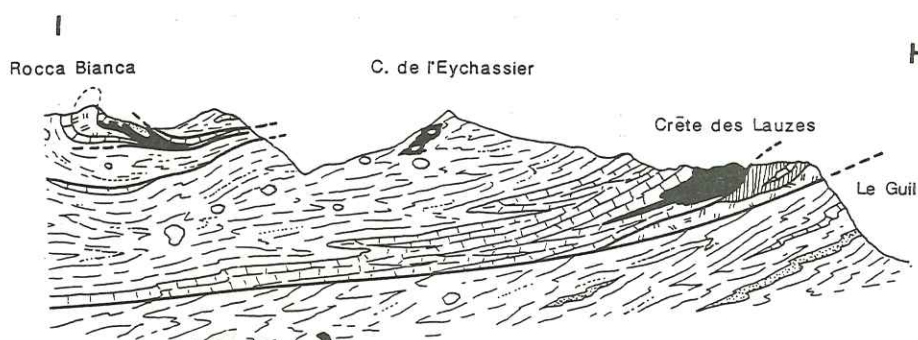
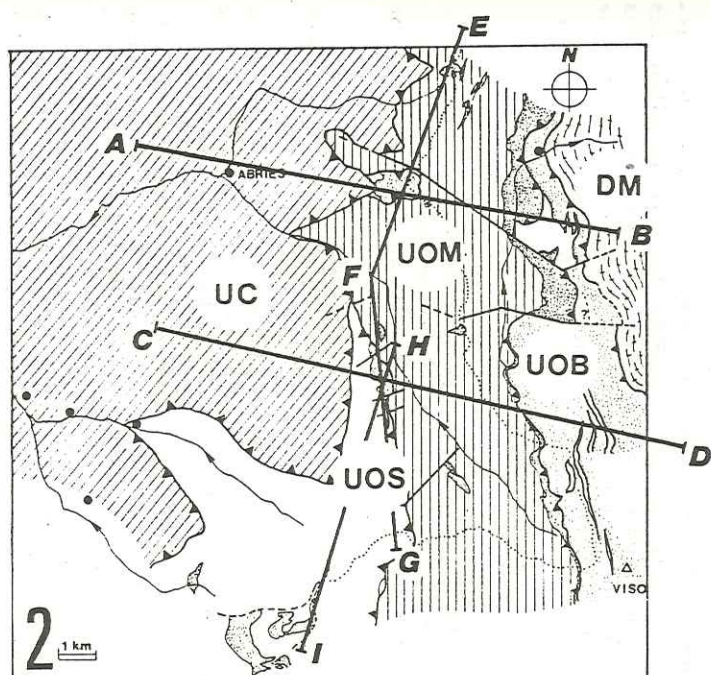
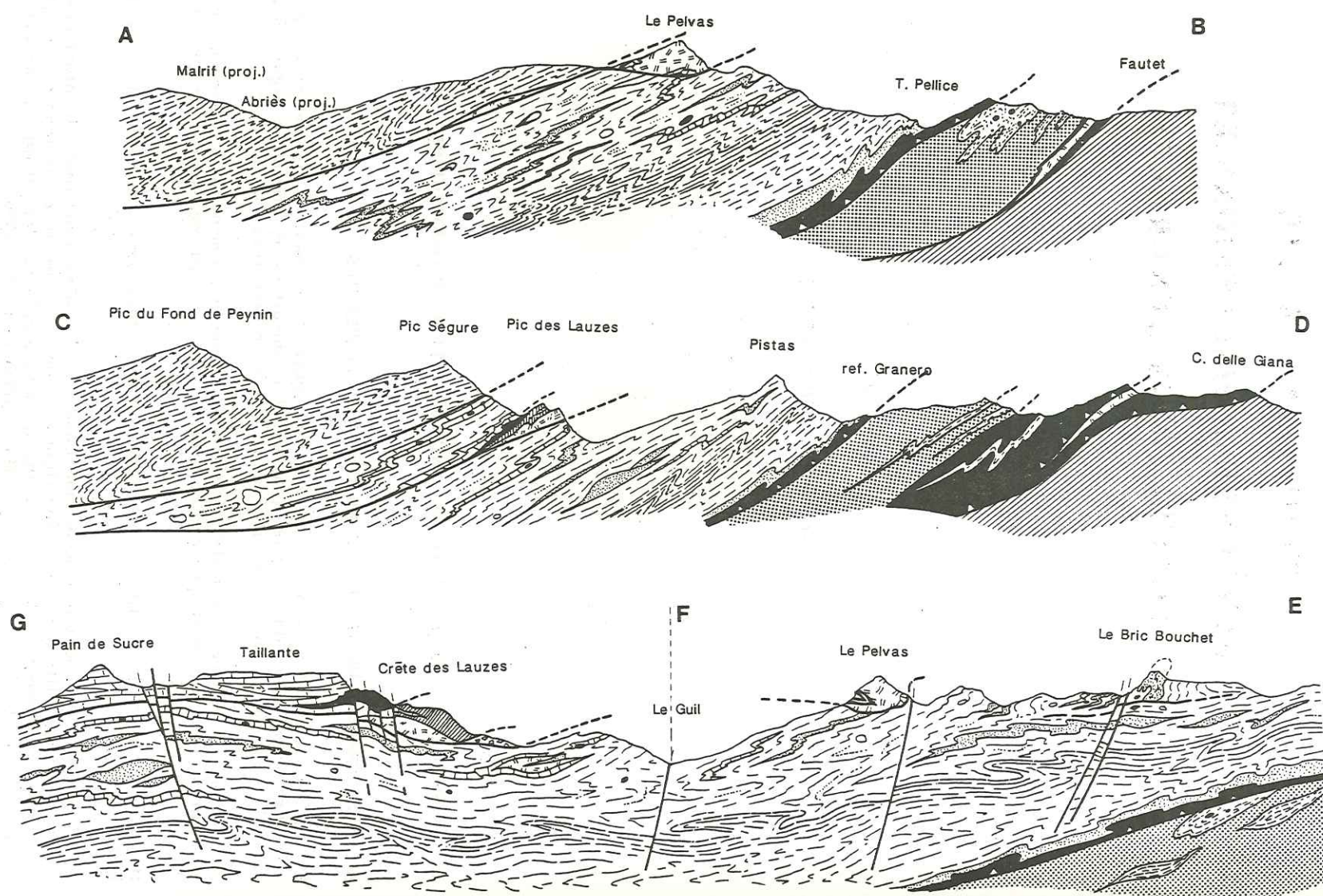
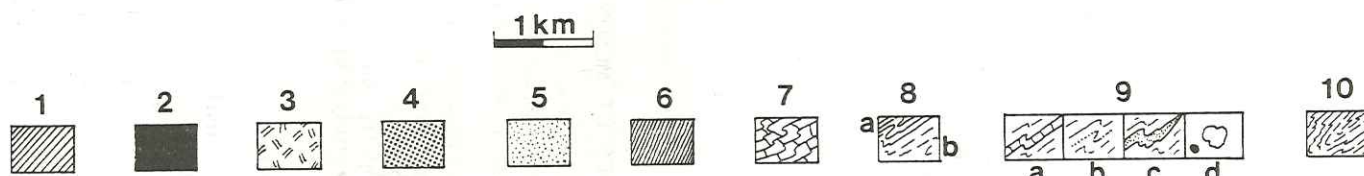


Fig. 92 .- 1. Coupes géologiques simplifiées à travers la zone étudiée. 2. Situation (DM : Dora Maïra ; UOB : unité océanique basale ; UOM : unité océanique médiane ; UOS : unité océanique supérieure ; UC : unité des calcschistes).



Légendes communes aux coupes :

1 : Dora Maïra (méta-sédiments et socle). 2 : Serpentinites. 3 : Gabbros. 4 : Prasinites (métabasalt du Viso). 5 : Prasinites (s.l.). 6 : Métabasalt (Pic des Lauzes). 7 : Marbres (couverture des ophiolites dans l'U.O.S. : Jurassique terminal - Crétacé basal). 8 : Calcschistes (a) et schistes noirs (b) : Crétacé inférieur - moyen. 9 : Calcschistes du Crétacé moyen - supérieur basal avec bancs de marbres (a), quartzites phylliteux (b), prasinites stratiformes (c), olistolites de roches vertes (d). 10 : Calcschistes, schistes noirs et calcaires de l'unité des calcschistes (Crétacé moyen - supérieur basal).

tact anormal sur la précédente. A la différence de l'unité du Viso, elle n'a jamais connu les conditions métamorphiques du faciès élogitique. Son contact basal, plan et incliné vers l'Ouest, est bien souligné cartographiquement. Il représente une suture tectonique importante à la faveur de laquelle s'est réalisé le rapprochement de deux ensembles dont l'histoire tectono-métamorphique diffère notablement.

L'unité se compose d'un substratum océanique serpentineux continu cartographiquement, et raboté au niveau du contact basal. Sur ce socle, se développe une série sédimentaire complète, de grande extension : la série Mirabouc - Bouchet.

3. L'unité Pelvas, Taillante, Rocca Bianca ou unité océanique supérieure. Cette unité repose tectoniquement sur l'unité précédente, par l'intermédiaire d'un contact non plissé, penté à l'Ouest, bien dessiné au Nord par le contour des gabbros de la klippe du Pelvas d'Abriès et au Sud par le tracé de la base des marbres et quartzites de la Taillante et des ophiolites associées (Pic des Lauzes, Peyroun).

Les ophiolites y dessinent des méga-charnières isolées, déversées vers le Sud, dont le flanc supérieur est généralement laminé. Les métasédiments, toujours collés aux roches vertes, enveloppent les coeurs ophiolitiques et se répandent en vastes plis couchés autour d'eux.

Cette structuration très particulière (méga-boudin et méga-mullions de Tricart et Le-moine, 1986), caractérise cette unité. Comme l'unité précédente, elle n'a connu que les conditions métamorphiques du faciès schistes bleus.

4. L'unité des calcschistes. Cette unité dont n'affleure ici que l'extrême bordure orientale, repose en "discordance tectonique" sur les unités océaniques médiane et supérieure. Son contact basal, penté à l'Ouest, a lui aussi un caractère planaire.

B.- MICROSTRUCTURES ET MESOSTRUCTURES

Chacune des unités définies ici possède une structure interne complexe dont l'analyse détaillée n'a pas fait l'objet direct de ce travail.

Laissant de côté les unités élogitiques, pour lesquelles les données structurales disponibles actuellement sont trop fragmentaires, on peut dresser un rapide bilan des connaissances relatives à la structuration à petite échelle des Schistes lustrés de ces régions. On verra qu'il subsiste encore un grand nombre de questions sans réponse, que seules quelques études spécifiques et détaillées permettront de résoudre.

1. Les travaux antérieurs

Les études microstructurales de Caron (1977) au Nord du secteur étudié ici et de Tricart (1973, 1974, 1975) plus au Sud, ont établi le caractère polytectonique des Schistes lustrés de ces régions. Ces auteurs s'accordent pour définir une succession type des déformations que l'on peut résumer ainsi :

- Phase 0 : Charriage, sans métamorphisme ni déformation pénétrative, d'une nappe ophiolitique.
- Phase 1 : Réalisation de la foliation primitive des calcschistes (s1). Les plis associés, de direction inconnue, sont extrêmement rares. Cette déformation se produit en climat métamorphique de Haute Pression - Basse Température.
- Phase 2 : Plissement synschisteux généralisé contemporain d'un métamorphisme en climat schistes verts. Les plis P2 voient leur plan axial matérialisé par une schistosité de crénulation serrée (s2) une linéation d'étirement leur est associée.

Pour Caron, ces plis de direction restituée voisine de NW-SE sont déversés vers le NE. Ils matérialisent ainsi un transport des terrains vers l'intérieur de la chaîne, et annoncent les rétrodéversements et rétrochevauchements bien exprimés dans la phase 3.

- Phase 3 : Apparemment plus composite et plus hétérogène que la phase 2, on y regroupe un ensemble de plissements de direction non constante, E-W ou N-S, associés à des chevauchements de grande ampleur, des étirements et des glissements synschisteux vers l'Est. Cette phase est la phase principale des rétrocharriages.
- Phase 4 : Structures mineures, cassures, flexures correspondant à un réajustement du bâti structural.

Comme nous l'avons souligné auparavant, il est souvent très délicat, sur le terrain, d'attribuer telle ou telle structure à l'une ou l'autre des catégories définies par les auteurs. Deux raisons expliquent cette difficulté :

- Telle phase, définie en un secteur, par la direction des axes des plis et son style général, peut, quelques kilomètres plus loin, présenter des caractères et des éléments géométriques d'orientation différente.
- La fréquence élevée des structures plissées à axes courbes de toute échelle ne permet pas, bien souvent, d'établir une classification rigoureuse des plis en fonction de la direction de leurs axes.

Ces faits conduisent certains auteurs à nier la distinction établie entre les phases 2 et 3 (Caby et Maurin, 1982). Pour ceux-ci, les structures 2 et 3 résultent d'une même déformation continue, par aplatissement rotationnel, présentant en chaque endroit des stades d'évolution différents.

2. Discussion - Conclusion

Il faut retenir des travaux de Tricart et Caron, que la dernière phase synschisteuse (P3 des auteurs) a laissé dans les terrains, une empreinte bien marquée, responsable notamment du plongement généralisé des couches vers l'Ouest. Cette phase est responsable, en outre, de l'occultation partielle ou totale, par étirement et rotation, des structures antérieures. Son réglage à l'échelle régionale n'est pas homogène.

La majorité des mésostructures visibles au sein des unités décrites ici peut être rapportée aux phases 2 et 3 des auteurs, sans qu'il soit partout possible de les distinguer clairement. Comme nous l'avons dit, il paraît finalement difficile, voire même localement illusoire, de rechercher dans les calcschistes, les traces mésoscopiques des déformations anté-P3.

On remarquera, pour finir, qu'une évolution dans le type des déformations peut être mise en évidence à l'échelle des unités. Ainsi, le substratum ophiolitique présente-t-il, dans chaque ensemble, un style structural particulier. Du bas vers le haut de l'édifice, cette évolution se marque par une dilacération de plus en plus importante de l'ancien plancher océanique. Ceci peut être relié, comme le suggère Tricart (1980), à une accentuation, vers le haut du bâti, des effets de rétrodéversements.

II.- SIGNIFICATION DES DISCONTINUITES TECTONIQUES MAJEURES

Les différentes unités décrites sont toutes séparées par des contacts anormaux majeurs, plans (c'est à dire non replissés), dont la signification doit être discutée. Par leur seul caractère planaire, ces contacts anormaux sont évidemment tardifs, et sont les traces visibles des derniers grands serrages qui ont affecté l'édifice. Plusieurs questions se posent à leur sujet :

- (a) - Quelle est leur vergence ?
- (b) - Sont-ils tous contemporains ?
- (c) - Sont-ils associés à des déformations plicatives affectant la totalité des unités qu'ils délimitent ?

- (a) Les petites structures associées au chevauchement de l'unité Mirabouc-Bouchet sur l'unité du Viso indiquent pour celui-ci une vergence orientale (voir p.102). Il s'agit donc d'un contact en rétrochevauchement. Ceci s'accorde avec plusieurs

autres faits :

- son pendage actuel, vers l'Ouest ;
- son caractère très nettement post-métamorphique puisqu'il met en connection deux unités à histoires tectono-métamorphiques différentes, ce qui est également confirmé par l'existence de plis d'entraînement associés déformant une foliation où s'alignent des minéraux du faciès schistes verts.

- (b) Ces contacts présentent tous des ampleurs et une géométrie comparable. Il est, de ce fait, très vraisemblable qu'ils appartiennent tous à un même grand ensemble d'accidents, plus ou moins contemporains. Toutefois, on remarquera que le contact basal de l'unité des calcschistes est probablement le plus récent ; il tronque en effet les deux unités sous-jacentes.

Par extension, nous proposons donc de voir dans tous ces accidents, des contacts chevauchants en retour (rétrocharriages).

Ces accidents n'ont pas renversé l'empilement initial des unités d'origine océanique (les unités les plus métamorphiques restent les plus profondes dans l'édifice). On notera cependant, que le bâti structural actuel est certainement raccourci par rapport à l'ensemble existant avant les rétrocharriages. Ces derniers ont découpé à l'emporte-pièce un édifice initialement plus complet, en mettant en relation des unités séparées auparavant par des terrains métamorphiques dont ne subsiste à l'heure actuelle aucun témoin.

- (c) Pour Tricart (1980, 1984), les déplacements et déformations à vergence orientales dans la zone piémontaise se sont produits au cours de deux épisodes distincts, à la fin de l'Eocène et au cours du Néogène (Miocène terminal probable). On peut rapporter au dernier grand épisode, au Néogène, la genèse des grands contacts tectoniques séparant nos diversités unités.

On peut se demander si ces derniers rétrocharriages sont associés à un plissement généralisé des unités. Dans certains cas, les surfaces correspondantes tronquent des plis hectométriques préexistants (grands plis couchés de la Taillante, écaillipli de la Crête des Lauzes ...), que l'on est alors tenté d'attribuer à un épisode plicatif antérieur, dont la vergence a pu être également orientale. En définitive, il semble que les derniers grands chevauchements n'ont fait que débiter un dispositif antérieur déjà polyphasé, occasionnant localement des déformations plicatives de faible ampleur (plis N160, au bas de l'unité océanique médiane). Ces contacts tardifs ont pris naissance dans un niveau structural élevé alors que la surrection générale de l'édifice s'achevait.

Cette courte synthèse structurale, encore incomplète, sert de commentaire aux coupes géologiques présentées ici (fig. 92). Elle intéresse donc les principaux caractères de la déformation finie de ces régions. Nous verrons ci-après, en reprenant stade par stade l'évolution géodynamique des domaines piémontais, étudiés dans ce travail, comment il est possible de préciser et de compléter le scénario tectonique déjà ébauché et dans lequel, nous l'avons vu, il est nécessaire de faire une large part aux mouvements à vergence occidentale.

CHAPITRE II

LA POSITION INITIALE DES UNITES

ET LEUR PLACE DANS L'EDIFICE STRUCTURAL

DISCUSSION

I.- INTRODUCTION

Toute tentative de synthèse paléogéographique, comme celle que nous avons présentée ci-avant, doit être discutée en tenant compte des données relatives à l'architecture et l'histoire tectono-métamorphique de la région concernée.

La position initiale présumée d'une unité donnée dépend en effet des caractères stratigraphiques des séries qui la composent et de ses affinités avec celles visibles dans d'autres unités, mais aussi de sa place dans l'édifice et des données concernant son évolution métamorphique.

Ces divers éléments sont autant de paramètres dont le maniement est parfois rendu délicat par le peu de confiance que l'on peut accorder à certains d'entre eux (la datation ponctuelle d'un épisode métamorphique éclogitique est-elle, par exemple, un paramètre invariant ?). En d'autres termes, les paramètres utilisés sont souvent des variables.

Dans notre cas, les éléments de la discussion sont de plusieurs types ; on utilisera, en effet :

- les conceptions classiques concernant le dispositif alpin en général, admises par tous et qui, à l'heure actuelle, ne sont pas remises en cause ;
- les données structurales et métamorphiques spécifiques aux unités que nous étudions ;
- un certain nombre de règles, déduites des observations ou de la modélisation qui fixent les grands processus tectogénétiques des orogènes ;
- les résultats de la lithostratigraphie, développés dans la partie précédente, et dont nous ferons usage en dernier lieu.

Ces derniers éléments constituent une gamme de faits d'observation ou de règles naturelles que nous présentons ci-dessous.

• Les éléments spécifiquement "alpains"

- (1) Le massif Dora Maira représente la marge européenne (bordure nord-alpine) du système de notre transversale. Il s'agit d'un équivalent des massifs cristallins internes situés plus au Nord = Grand Paradis et Mont Rose.
- (2) Les unités ophiolitiques ligures de l'Apennin représentent le domaine le plus interne de l'océan téthysien (voir références p. 163).
- (3) Sur la transversale étudiée, les unités éclogitiques ont été tectonisées et enfouies de façon précoce. Les âges obtenus pour le métamorphisme éclogitiques sont en effet de :
 - 99 ± 8 Ma et 105 Ma, dans le massif Dora Maira (voir respectivement Vialette et Vialon, 1964, et Monié, 1984) ;
 - 135 ± 8 Ma pour la sous-unité du Passa Gallarino, appartenant à la partie profonde du massif du Viso (Carpéna, 1984 ; Carpena et al., 1986).

Ces données rentrent dans la gamme des âges obtenus pour le métamorphisme éoalpin dans l'ensemble de l'arc des Alpes occidentales (Dal Piaz et Lombardo, 1985). Ceci nous conduit à les retenir.

. Les éléments relatifs à l'évolution des chaînes plissées

Dans une chaîne plissée complète, on constate très généralement que :

- (4) les unités les plus hautes dans l'édifice sont les plus internes ;
- (5) les grands contacts anormaux se développent progressivement des zones les plus internes vers les zones les plus externes. C'est de cette façon que fonctionne le modèle de Mattauer (1983), élaboré à partir de l'exemple himalayen et rendant compte de la formation des chaînes de collision. C'est également un tel fonctionnement qui peut être retenu pour l'histoire tertiaire de la chaîne alpine (Tricart, 1984) ou pour l'édification de la cordillère taïwanaise (Pelletier et Stéphan, 1986). Ces processus sont conformes, en outre, aux résultats de la modélisation (Malavieille, 1984).

Dans tous les cas cités (y compris celui de la modélisation), alors que les chevauchements progressent vers l'avant de la chaîne, se développent, à l'arrière du dispositif, des rétrochevauchements. Il s'agit soit du renversement et du rejeu des premiers, soit de la création de nouveaux accidents.

Cette règle n'est définie que pour le seul cas de la collision et de l'hypercollision (Himalaya, Taïwan, histoire tertiaire des Alpes, etc ...). Dans la discussion qui suit, nous l'appliquerons tout d'abord de façon globale à notre système ; nous verrons ensuite que cette démarche conduit à des incohérences. Nous serons donc amenés à en restreindre l'application à une partie seulement de l'histoire tectonique de la chaîne.

II .- LES DIFFERENTS CAS POSSIBLES

Regardons maintenant notre édifice, sans considérer l'unité des calcschistes (nous y reviendrons ultérieurement) et en prenant un recul suffisant pour obtenir une vision synthétique.

Nous trouvons de bas en haut :

- la marge européenne, écaillée et surépaissie, constituée de plusieurs unités (dont certaines éclogitiques), que l'on considérera ci-dessous comme un seul ensemble (D.M. pour Dora Maïra) ;
- une unité éclogitique d'origine océanique (V : unité du Viso), elle aussi complexe, que l'on considérera également comme un tout issu d'un même domaine ;
- deux unités à substratum océanique (unités océaniques médiane et supérieure - U.O.M et U.O.S.) dont les séries sédimentaires assez peu différentes ont connu des évolutions thermobarométriques similaires (faciès schistes bleus). On pourra les considérer par la suite comme originaires de domaines très voisins.

1) Première possibilité

Si l'on démonte cet empilement selon la règle (4), on trouvera successivement, de l'externe vers l'interne :

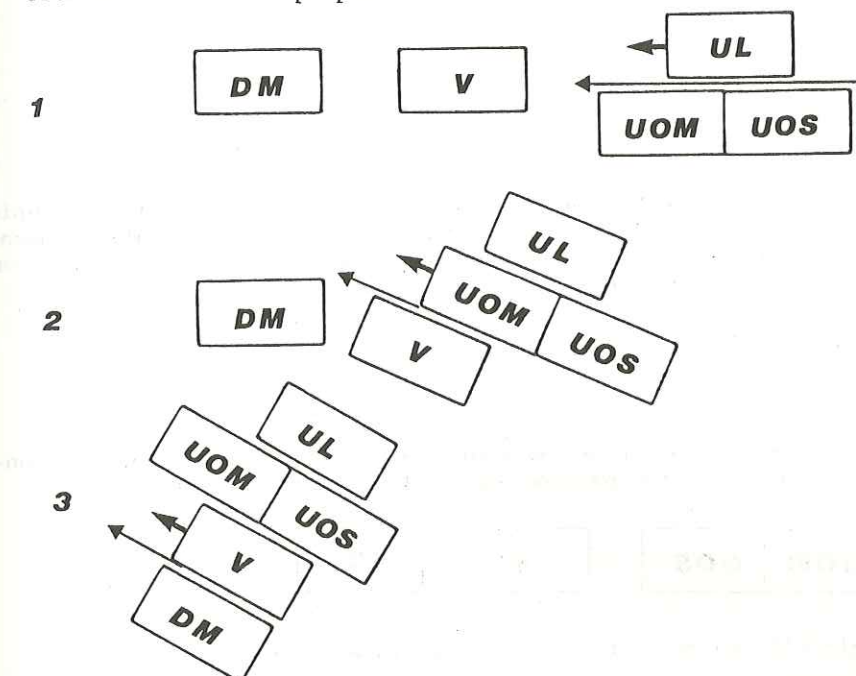


En considérant le paragraphe (2), on peut rajouter en position tout à fait interne les unités ligures non métamorphiques (U.L.) dont certaines au moins sont venues recouvrir puis déborder le domaine piémontais à la fin de l'Eocène.

On obtiendrait ainsi :



Appliquons maintenant la règle (5) à ce premier arrangement (les chevauchements s'initient du côté interne, puis apparaissent successivement vers la partie externe). On obtient alors les superpositions suivantes :



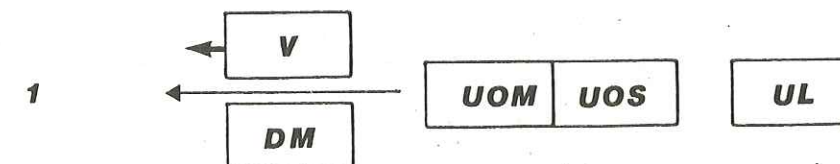
Les unités DM et Viso sont bien les plus profondes de l'édifice, ce qui correspond aux observations, et ce qui permet d'expliquer facilement leur évolution métamorphique. Mais ici, l'enfouissement de ces unités intervient en dernier lieu, après la mobilisation tectonique et le recouvrement mutuel des autres unités. Ceci implique, compte tenu du paragraphe (3), que la sédimentation ait cessé dans l'U.O.M. et l'U.O.S. dès le Crétacé inférieur ; on entre ainsi en contradiction avec les résultats lithostratigraphiques puisque, nous l'avons vu, ces unités possèdent une couverture sédimentaire montant probablement jusqu'au Sénonien inférieur.

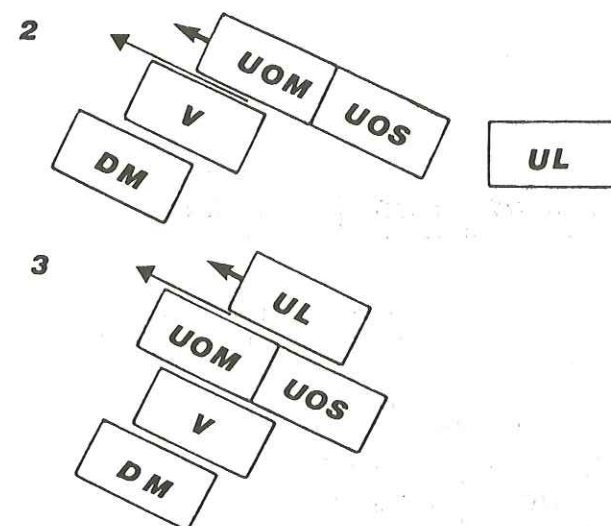
L'ensemble sera basculé (mais non bouleversé) par les rétrochevauchements.

2. Seconde possibilité

Tout en gardant l'arrangement paléogéographique proposé ci-dessus, proposons un ordre d'apparition inverse pour les chevauchements. Ceux-ci, dans ce cas, prendraient naissance du côté externe du système, à la limite continent - océan située du côté nord-alpin. Ce système se propagerait de l'externe vers l'interne, au contraire de la règle (5).

On obtiendrait donc :





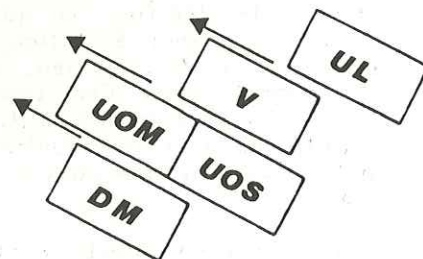
Là encore, les unités les plus profondes de l'édifice sont bien les plus métamorphiques ; de plus, ce mécanisme permet de rendre compte d'une part, de l'enfouissement précoce des unités éclogitiques et d'autre part, de la poursuite de la sédimentation dans les domaines océaniques plus internes.

3. Troisième possibilité

Imaginons à présent un autre agencement paléogéographique dans lequel, tout en conservant les contraintes imposées par les paragraphes (1) et (2), on aurait :



En appliquant la règle (4), on obtient l'édifice structural suivant :

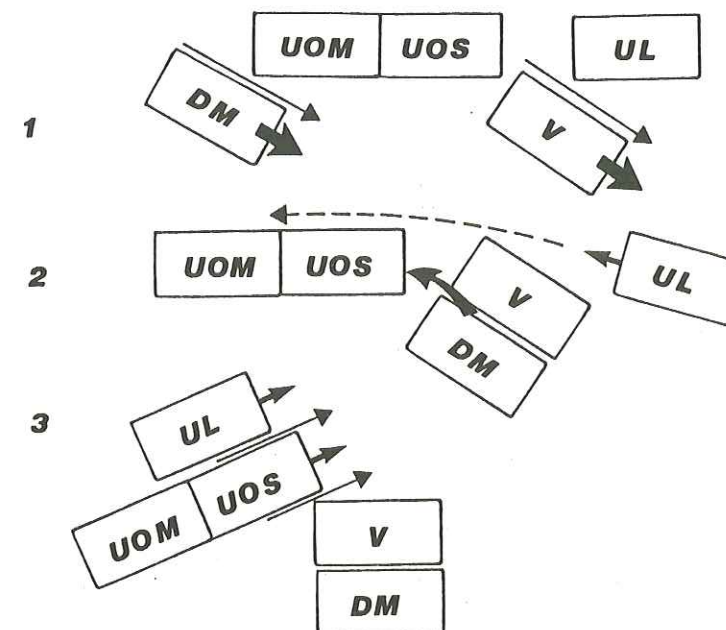


Dans l'édifice, deux unités à métamorphisme éclogitique précoce (mais non forcément synchrone) encadrant deux unités à métamorphisme schiste bleu plus tardif (U.O.M. et U.O.S.).

Pour réaliser l'empilement structural actuel, il faut donc imaginer :

- (1) un enfouissement des unités DM et Viso en deux lieux séparés ;
- (2) l'expulsion et le métamorphisme du domaine les séparant, ce qui assure la mise en contact des deux ensembles précédents ;
- (3) le retour de l'U.O.M. et de l'U.O.S. sur les deux unités éclogitiques.

Les unités ligures resteraient d'abord en arrière de ce dispositif ; elles viendraient le chevaucher ensuite.



Dans ce système, une large part est réservée aux rétrochevauchements ; ce sont eux, en effet, qui permettent l'édification du dispositif actuel aux dépens d'un empilement ancien différent.

III .- LE CHOIX D'UNE DES TROIS POSSIBILITES

Dans la première possibilité, il n'est pas possible de rendre compte, à la fois de la poursuite de la sédimentation dans les domaines océaniques internes et du métamorphisme des unités DM et Viso. Ce modèle d'évolution ne peut donc être retenu.

Il nous reste ainsi à choisir entre les possibilités 2 et 3, dont les stades initiaux correspondent à deux agencements paléogéographiques différents.

La troisième possibilité met en jeu des mécanismes complexes, et implique notamment : (1) que l'orogénèse débute en des lieux distincts, (2) qu'elle ait préservée entre les deux domaines les plus profondément enfouis, une zone tectonisée plus tardivement (futurs U.O.M. et U.O.S.). Pour ces raisons, il nous semble difficile de la retenir.

Elle a cependant le mérite de privilégier le rôle des rétrochevauchements, qui, nous l'avons vu, ont probablement participé dans une large mesure à la structuration de notre édifice.

Finalement, dans l'état actuel de nos connaissances, la seconde possibilité a notre faveur. Elle permet d'expliquer de façon simple la fermeture progressive de l'océan à partir de sa bordure occidentale, en ménageant dans les zones océaniques plus internes des aires où la sédimentation peut se poursuivre. L'agencement paléogéographique proposé dans cette hypothèse correspond à la succession préliminaire que nous établissons à l'issue de l'analyse lithostratigraphique.

Enfin, cette hypothèse ne contredit qu'en apparence seulement, une des règles de la structuration des chaînes de montagne. Nous avons en effet précisé que la règle (5) n'était valable que pour le seul cas de la collision. Il était intéressant néanmoins, dans le seul but d'amorcer la discussion, de tenter d'étendre son champ d'application. Dans ses premiers stades, l'évolution tectonique du secteur considéré correspond à la fermeture d'un domaine océanique. Le charriage des unités à substratum océanique peut donc être regardé comme une obduction. On comprend alors que les premiers écaillages ne s'initient pas forcément du côté le plus interne du dispositif. En effet, dans la plupart des modèles d'obduction, le clivage de la lithosphère océanique se produit en un endroit (ou plusieurs, dans le cas d'écaillages multiples, Parrot et Whitechurch, 1978) qui ne sont pas nécessairement situés sur le bord interne du domaine océanique (Dewey, 1976 ; Mattauer et Tapponnier, 1978 ; Nicolas et Le Pichon, 1980 ; Boudier et al., 1982 ; Cannat, 1983 ; Vergely, 1984 ; Pelletier et Stéphan, 1986, etc ...).

Finalement, l'histoire alpine du secteur considéré a connu deux grands régimes, déjà mis en évidence par Mattauer et Tapponnier (1978).

- (1) Celui de la fermeture du domaine océanique, dont nous tenterons de préciser la chronologie et, dans la mesure du possible, les modalités, en gardant présent à l'esprit que les témoins géologiques en sont rares et difficiles à déchiffrer ;
- (2) celui de la collision, correspondant à une évolution de type intracontinental, au cours duquel la chaîne a acquis peu à peu sa configuration actuelle.

IV .- ELARGISSEMENT DU MODELE PALEOGEOGRAPHIQUE RETENU - CONSEQUENCE POUR L'IMPORTANCE DES RETROCHEVAUHEMENTS

A .- PALEOGEOGRAPHIE D'ENSEMBLE DU DOMAINE LIGURO-PIEMONTAIS ET DE SES ABORDS

Les Schistes lustrés de nos régions étant actuellement en contact tectonique avec diverses unités représentant autant de provinces de l'ancienne marge européenne, il est nécessaire, avant de proposer un modèle expliquant cette situation, de replacer les principales séries impliquées le long de la paléotransversale considérée.

Nous empruntons pour cela, les résultats de nombreuses synthèses publiées à ce jour. Ils permettent d'établir un cadre très général dans lequel nos séries peuvent être replacées (Caron, 1977 ; Grandjacquet et Haccard, 1977 ; Michard, 1977 ; Bourbon et al., 1979 ; Bernoulli et al., 1979 ; de Graciansky et al., 1979 ; Tricart, 1984 ; Le-moine, 1984, etc ...).

Pour tous les auteurs cités, on trouve au Néocomien, l'agencement paléogéographique suivant : (D = domaine)

Marge européenne	Domaine océanique liguro-piémontais	Marge apulienne
D. BRIANCONNAIS D. ULTRA-BRIANCONNAIS D. PIEMONTAIS EXTERNE M. C. INTERNES SESIA?	D. PIEMONTAIS INTERNE D. LIGURE	SESIA? CANAVESE D. LOMBARDO

La figure 93 reprend ce dispositif général ; on y a replacé la position présumée des unités directement concernées par ce travail.

Nous avons divisé le domaine Dora-Maïra en deux ensembles.

L'un deux, le plus externe, reçoit les couvertures de type Sellarès-Fontane (Caron, 1977) ou Crotte-Forest (Marthaler et al., 1985), dont les derniers niveaux atteindraient la base du Crétacé supérieur. Il se situe à la bordure orientale du domaine piémontais externe où se déposent les séries de type Roche des Clots. Nous avons toutefois indiqué une seconde possibilité, proposée par Michard (1977) et dans laquelle le domaine de sédimentation des futurs unités du Val Grana, équivalentes des unités piémontaises externes de type Roche des Clots, se trouvait à l'Est de certaines unités du Dora Maïra.

L'autre domaine, plus interne, correspond au futur ensemble du Pinerolese et aux unités éclogitiques sommitales de l'actuel massif. Les données disponibles sur les évolutions respectives de ces deux ensembles sont trop incomplètes pour que l'on puisse établir des divisions plus fines.

Dans le domaine briançonnais, la sédimentation se poursuit jusqu'à l'Eocène (flysch noir briançonnais). Le passage des unités ligures ultrapiémontaises vient l'interrompre au Priabonien (voir Tricart, 1980).

Dans le domaine ultrabriançonnais et notamment dans les futures unités de la bande d'Acceglio, le métamorphisme HP-BT et les déformations associées affectent des séries comprenant des terrains d'âge crétacé terminal daté, et montant probablement jusque dans le Paléocène, voire l'Eocène (Lefevre et Michard, 1971). Cette région est donc soumise à la tectogénèse entre 50 et 40 Ma, peut-être un peu plus tardivement.

Dans le domaine piémontais, le bassin des futurs calcschistes s'installe à la fin du Crétacé "moyen" sur des terrains alors rapprochés tectoniquement, à l'occasion de la disparition en profondeur des domaines correspondant au Dora Maïra interne, aux unités de type Viso et probablement à un vaste domaine intermédiaire dont ne subsiste aucun témoin. Le domaine Viso a lui-même été scindé en deux parties, dont l'une a pu connaître une évolution tectono-métamorphique très précoce par enfouissement au Crétacé inférieur (à 130 Ma).

Dans le domaine ligure, la sédimentation du Jurassique et du Crétacé inférieur-"moyen" présente des caractéristiques globalement identiques à celle du domaine piémontais interne (futures unités océaniques médiane et supérieure). Après une lacune au Crétacé supérieur (Labesse, 1981), elle reprend au Maestrichtien - Paléocène avec le dépôt des Flyschs à Helminthoïdes.

B .- CONSEQUENCES POUR L'IMPORTANCE DES RETROCHEVAUHEMENTS

Les unités d'origine océanique sont, nous l'avons vu, d'autant plus internes qu'elles sont plus élevées structuralement et moins métamorphiques. Ceci implique que sur notre transversale, les rétrochevauchements n'ont pas renversé l'empilement initial de ces unités : ils l'ont simplement raccourci et basculé vers l'Ouest.

Cette constatation n'est applicable qu'aux seules unités piémontaises internes. Si l'on envisage en effet une patrie piémontaise externe pour l'unité des calcschistes, force est d'admettre que celle-ci, en position élevée actuellement, a largement débordé "en retour", les autres unités. C'est le cas également pour les unités du type Roche des Clots, Rochebrune, Péouvou, etc ... et dans une moindre mesure, pour le briançonnais. C'est ce que nous avons tenté d'exprimer sur la synthèse structurale régionale de la figure 94.

Dans le domaine piémontais, les unités semblent donc avoir été d'autant plus affectées par les rétrochevauchements qu'elles étaient situées près de l'axe du rétrochevauchement (axe de l'éventail briançonnais), ce qui correspond finalement aux conclusions de Tricart (1980), pour qui, les rétrochevauchements ont un effet pelliculaire ("épi-phénoménal") et affectent la partie supérieure de l'édifice.

Les parties profondes du bâti présentent une structuration plus souple, également à déversement oriental, à l'image du pli couché de la bande d'Acceglio-Longet. Dans les massifs cristallin internes, les rétrochevauchements, soulignés par des mylonites se font en climat métamorphique plus "chaud" que dans les schistes lustrés (exemple du massif du Grand Paradis, Carpena, 1984).

Ajoutons pour finir, qu'il n'y a pas lieu d'affirmer que les unités océaniques sont venues recouvrir toutes les unités piémontaises externes. En d'autres termes, le rétrochevauchement de l'unité des calcschistes sur les unités océaniques peut fort bien être un contact entièrement "neuf", rapprochant deux ensembles qui auparavant n'étaient pas partout tectoniquement superposés, conformément à la figure 95.

V .- QUELQUES ELEMENTS DE REFLEXION A "POSTERIORI"

A .- SI CERTAINES UNITES DU DORA MAIRA ETAIENT ISSUES D'UN MICROBLOC CONTINENTAL INTERMEDIAIRE ?

De nombreux paramètres impliqués dans nos discussions sont, comme nous l'avons dit, des variables. Nous avons attribué à ces variables, des valeurs fixées en bon accord avec les idées et les faits couramment admis sur l'évolution du domaine concerné. Il peut être tentant, à posteriori, d'attribuer à ces paramètres des valeurs différentes.

Considérons par exemple le massif Dora Maïra, ou tout au moins les unités éclogitiques qui forment sa carapace supérieure. Imaginons qu'elles représentent non pas des

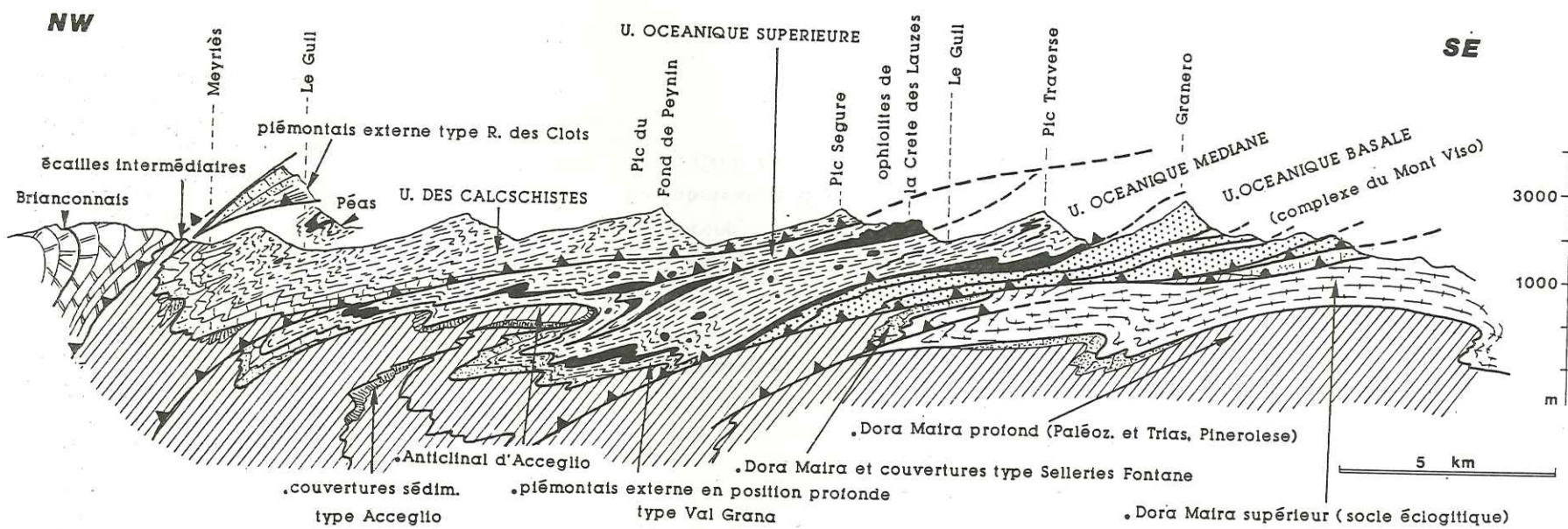


Fig. 94. - Synthèse structurale régionale.

Coupe interprétative de la structure d'ensemble du domaine piémontais le long d'une transversale briançonnais - Dora Maira (Queyras - Piémont). Un rôle important est attribué aux rétrochevauchements (chevrons). Il est explicité schématiquement sur la figure 95.

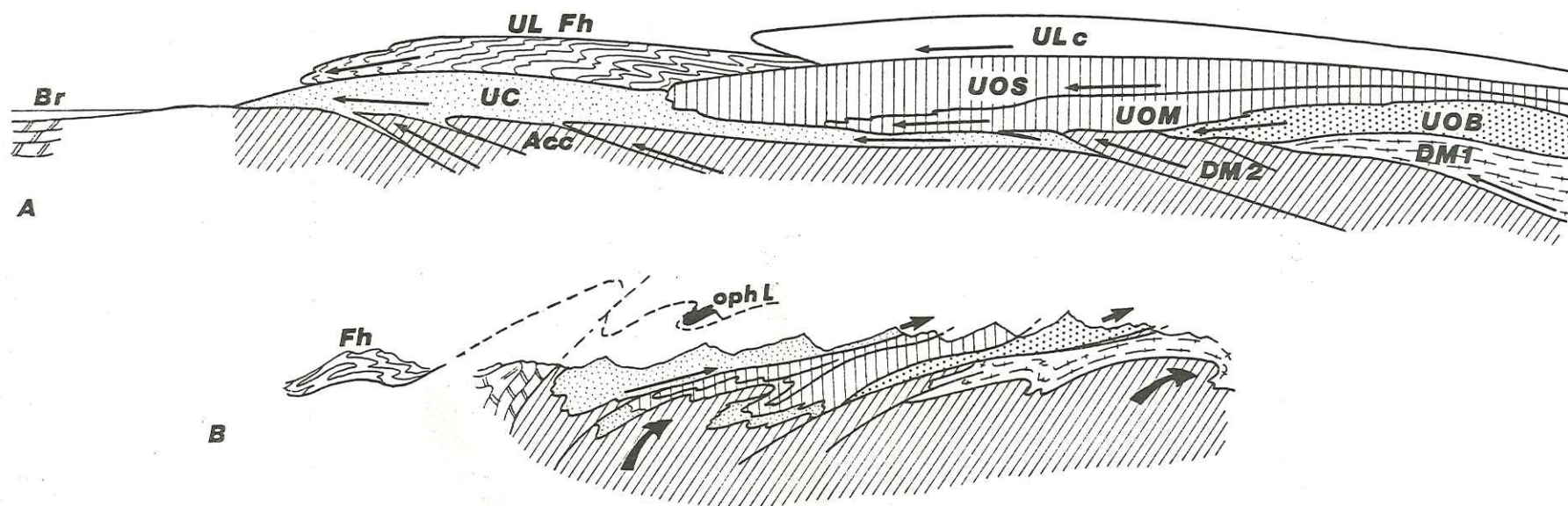


Fig. 95. - A. Reconstitution tectonique avant l'Eocène supérieur.

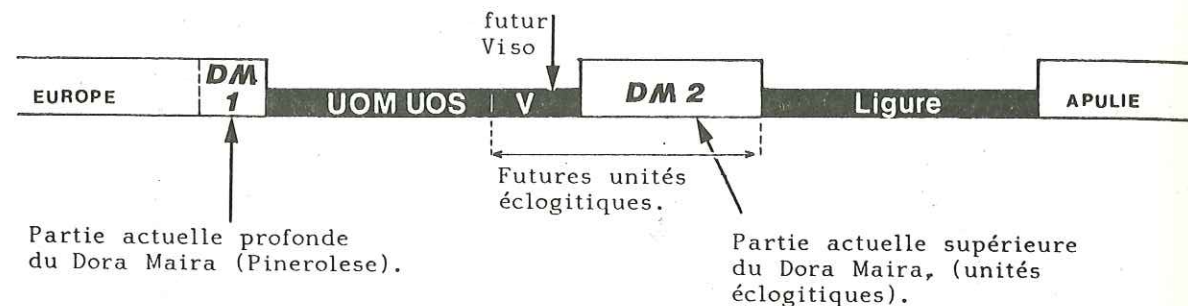
La sédimentation s'achève dans le domaine briançonnais (Br), les unités ligures (UL) s'avancent vers le nord-ouest (Fh : Flysch à Helminthoïdes, ULc : unités ligures composites à ophiolites, complexes de base, etc ...) ; sous celles-ci, les unités d'origine océanique déjà métamorphiques (basale, médiane, supérieure : UOB, UOM, UOS), le Dora Maira éciogitique (DM1) et le Dora Maira profond (DM2) viennent emboutir un domaine correspondant à la zone d'Acceglio, poussant à leur front l'unité des calcschistes (U.C.).

B. Situation actuelle (même schéma que fig. 94 réduit et simplifié).

oph.L. Ophiolites non métamorphiques d'origine ligure (ex. : Chenaillet).

fragments d'une partie interne de la marge européenne, mais des témoins d'un micro-bloc continental intermédiaire à l'image de ce qui a été proposé pour le massif de Sesia (Debelmas, 1975 ; Fudral et Blake, 1981, 1982).

Dans un tel cas, la paléogéographie des domaines piémontais serait bien différente de celle classiquement admise pour ces secteurs des Alpes sud-occidentales. On se trouverait en effet devant l'arrangement possible suivant :



Cet arrangement est caractérisé par l'existence de deux bassins océaniques, l'un à devenir piémontais, l'autre à devenir ligure, séparés par un microbloc continental qui pourrait, par exemple, prolonger la ride Sesia de Debelmas (1975).

Dans le bassin externe (futurs Schistes lustrés métamorphiques), la tectogénèse aurait pu débuter, de façon précoce, par l'obduction vers l'Est (1), des unités type Viso sur le micro-craton, puis par l'écaillage et l'empilement, toujours à vergence orientale des unités océaniques, plus occidentales. S'édifierait ainsi une paléo-chaîne à coeur éclogitique.



La structuration de l'édifice aurait pu se poursuivre, ensuite, dans un système à déversement opposé, avec le transport des unités océaniques déjà structurées partiellement et l'emboutissement vers l'Ouest de la marge européenne.



Précisons bien qu'il ne s'agit là que d'une réflexion qui, pour l'instant, n'a pas à nos yeux valeur d'hypothèse. Toutefois, il sera peut-être opportun de revenir un jour à ces propositions, si des données nouvelles venaient faire douter de l'hypothèse retenue à la suite de ce travail.

(1) Ce qui permettrait de réaliser de façon précoce, l'empilement visible aujourd'hui ; on peut envisager également une vergence occidentale ; les complications seraient plus importantes.

B.- CONFRONTATION DE L'HYPOTHESE RETENUE AVEC D'AUTRES MODELES

Les modèles d'évolution tectonique de l'arc alpin occidental sont nombreux. Parmi les synthèses les plus complètes intéressant le domaine liguro-piémontais, on retiendra les travaux de :

- Dal Piaz et al., 1972 ;
- Cabry, Kienast et Saliot, 1978 ;
- Fudral et Blake, 1981, 1982 ;
- Gillet et al., 1986 ; Ballèvre, 1986.

pour la partie septentrionale de l'arc alpin ;

- Caron, 1977 ;
- Tricart, 1980 ;
- Grandjacquet et Haccard, 1977 ;
- Vanossi, 1980,

pour la partie méridionale de l'arc (Alpes cottiennes et ligures) et l'Apennin.

Nous ne détaillerons pas ici chacun de ces modèles, mais nous signalerons l'existence d'une coïncidence remarquable.

Pour les auteurs s'intéressant à la partie nord de l'arc (c'est le cas des premiers travaux cités), la fermeture de l'océan piémontais s'initie du côté interne de celui-ci. A l'inverse, dans les modèles établis à partir des données disponibles dans la partie méridionale de l'arc et dans l'Apennin, tous les auteurs cités envisagent une tectonisation précoce de la partie externe du bassin océanique. Cette tectogénèse correspond alors à une obduction du substratum océanique sur la marge continentale au Crétacé "moyen" (Albien - Cénomane).

Revenons à la coïncidence que nous faisons remarquer en essayant d'en expliquer les raisons.

Chaque domaine alpin considéré possède un certain nombre d'unités, absentes du restant de l'édifice. Ainsi, la zone Sesia ne se prolonge pas au Sud des Alpes Graies, de même les unités ligures non métamorphiques bien développées au Sud (ophiolites de Balagne, Nebbio, Macinaggio en Corse, Flyschs à Helminthoïdes des Alpes maritimes, de l'Embrunais - Ubaye, complexes de base, schistes de Serenne, Chenaillet) n'existent plus, sinon très loin en avant (flyschs des Gets, de la Simme et à Helminthoïdes des Préalpes) au Nord de l'arc.

Ceci explique, dans le cas des Alpes nord-occidentales, que la plupart des auteurs prennent en compte, pour l'élaboration de leur modèle, une donnée spécifique à ces zones : l'éclogitisation précoce du massif Sesia, considéré le plus souvent comme un fragment de la marge sud-alpine (1). En outre, une contrainte leur est supprimée puisque dans les scénarios envisagés, il ne leur est pas nécessaire de conserver un vaste domaine océanique (ligure s.s.) préservé du métamorphisme. Pour ces deux raisons, dans les schémas d'évolution proposés, l'orogénèse débute à la marge africaine du domaine océanique ; elle se propage ensuite vers l'extérieur du système.

A l'inverse, dans le Sud de l'arc, l'absence d'unités de type Sesia et la proximité immédiate ou l'existence locale de terrain d'origine ligure conduit les auteurs à faire débiter la tectogénèse à la marge européenne du domaine océanique, de façon à conserver en arrière une zone dans laquelle la sédimentation peut se poursuivre.

* Une solution possible, le double bassin océanique.

On peut se demander s'il existe une solution permettant de concilier ces deux points de vue ou bien si, effectivement, les modalités de la fermeture du domaine océanique n'ont pas été différentes dans ces deux parties de l'arc alpin. On peut mettre en doute cette possibilité. La solution finale serait à rechercher non pas dans l'in-

(1) Si l'on retient comme Aubouin et al. (1977) que la zone Sesia est issue de la marge européenne, une évolution comparable à celle que nous proposons devient possible.

tervention de processus tectogénétiques différents, mais plutôt dans une paléogéographie d'ensemble plus complexe que ne le laissent prévoir les modèles existants à bassin océanique unique.

L'hypothèse d'un double bassin océanique à devenir piémontais (futurs Schistes lustrés métamorphiques) et ligure (unités océaniques non-métamorphiques) a été proposée à trois reprises (Debelmas, 1975a, b ; Fudral et Blake, 1981, 1982 et de Lepinay, 1983). Si l'on considère le massif Sésia comme un micro-continent intermédiaire (fig. 96), quelques problèmes concernant l'évolution des Alpes nord-occidentales semblent disparaître, puisqu'il est alors possible de rendre compte, à la fois de l'évolution tectonique précoce du massif Sésia et de ses satellites, du caractère non métamorphique des unités supérieures de la Dent Blanche (1) issues de la marge apulienne) et du recouvrement final du domaine par les ligurides non métamorphiques des Préalpes cha-blaisiennes et romandes (Fudral et Blake, 1981, 1982 ; de Lepinay, 1983). Mais d'autres questions cruciales subsistent néanmoins.

Sur notre transversale, nous l'avons dit (voir paragraphe précédent), nous ne disposons d'aucun argument pour appuyer cette hypothèse. Nous verrons toutefois qu'il n'est pas impossible que quelques lanières continentales arrachées aux marges nord et sud-alpines aient pu subsister au sein du domaine océanique. Elles auraient, dans ce cas, totalement disparu au cours de l'orogénèse. Mais ces domaines sialiques, mobilisés par les premières compressions, auraient pu en leur temps, alimenter en éléments détritiques fins, les séries de flyschs du Crétacé moyen - supérieur.

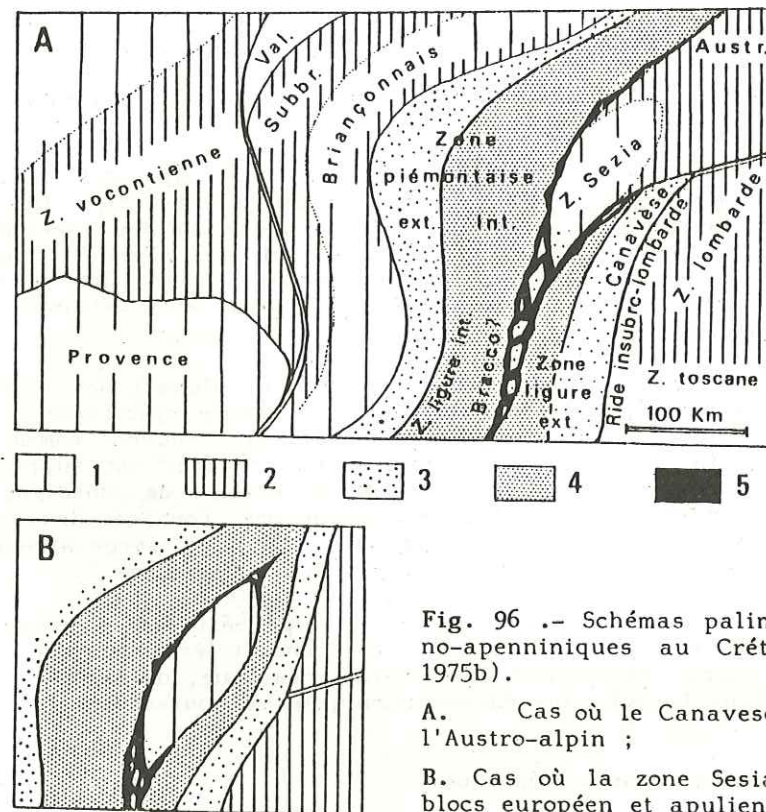


Fig. 96.- Schémas palinspatiques des confins alpi-no-apenniniques au Crétacé (extrait de Debelmas, 1975b).

A. Cas où le Canavese vient s'interrompre contre l'Austro-alpin ;

B. Cas où la zone Sesia est totalement isolée des blocs européen et apulien.

1 = zone épicontinentale ; 2 = zone plus ou moins subsidente ; 3 = domaine à croûte continentale amincie ; 4 = domaine à croûte océanique ; 5 = diapirs ultrabasiques avec cortège ophiolitique.

(1) Au sens retenu par Ballevère et al., 1986.

CHAPITRE III

DE L'OUVERTURE A LA FERMETURE

DU BASSIN OCEANIQUE LIGURO-PIEMONTAIS

Après avoir remis en ordre les séquences lithostratigraphiques et établi pour celles-ci un agencement paléogéographique le plus cohérent possible, nous proposons ici une synthèse des observations obtenues en présentant stade par stade l'évolution géodynamique du domaine océanique téthysien sur la transversale analysée.

I.- L'APPARITION DU SUBSTRATUM OCEANIQUE, SA TECTONISATION ET LA MISE EN PLACE DES BASALTES : CALLOVIEN (?) - JURASSIQUE SUPERIEUR

Dans l'ensemble du domaine alpin (de l'Apennin aux Alpes Orientales), la période du Jurassique moyen - supérieur correspond à l'apparition du substratum océanique téthysien, conséquence de la séparation des blocs continentaux européen et apulien (voir III, ce chapitre). Ces premiers événements suivent ou accompagnent l'ouverture de l'Atlantique central (Dewey et al., 1973 ; Dietrich, 1976 ; Bernoulli et Laubscher, 1977, Biju-Duval et al., 1977 ; Bernoulli et Lemoine, 1980, etc ...).

Comme nous le montrerons, la genèse du soubassement océanique s'est effectuée dans nos domaines selon des modalités particulières qui semblent échapper à bien des règles présentées dans les modèles classiques de formation des fonds océaniques. Trois stades principaux peuvent être distingués.

- a. L'apparition d'un substratum mantellaire, ultrabasique et gabbroïque ;
- b. sa tectonisation et la sédimentation détritique qui en résulte, suivie ou accompagnée de la mise en place, en discordance, de coulées basaltiques tholéitiques ;
- c. le dépôt de radiolarites et de calcaires au Malm - Berriasien.

Nous rappellerons les principaux faits de terrain conduisant à distinguer ces stades successifs, en nous intéressant tout d'abord aux seules unités océaniques médiane et supérieure. Nous verrons, en effet, que le cas de l'unité du Viso doit être traité à part. Nous discuterons au fur et à mesure la place chronologique, la signification et les implications géodynamiques générales de ces événements.

A.- UN FOND OCEANIQUE ULTRABASIQUE ET GABBROIQUE

Dans les unités océaniques médiane et supérieure, le substratum ophiolitique est, soit de nature ultrabasique, soit, plus localement, de nature gabbroïque (Pelvas d'Abriès, Roche Ecroulée, Rocca Bianca). Ces roches sont directement recouvertes par un premier revêtement sédimentaire souvent formé de brèches serpentineuses ou gabbroïques ; elles furent donc soumises, dès leur apparition, au démantèlement et à l'érosion sous-marins.

1. Les serpentinites : des lherzolites mantellaires à filonets gabbroïques

Les serpentinites sont localement recoupées par des filonets gabbroïques. C'est le cas dans l'unité Mirabouc - Bouchet, où ces filons sont toutefois extrêmement aplatis et étirés, et dans certains massifs rattachés à l'unité océanique supérieure (Pic Marcel - Cascavelier, Roche Noire) où les rapports péridotites - gabbros sont plus clairs (Tricart, 1973 ; Tricart et Lemoine, 1984).

Les gabbros sont donc intrusifs dans les ultrabasites. Ceci correspond aux observations effectuées par Lombardo et Pognante (1982) dans le massif de Tour Real (au Sud du Col du Longet). Ce dispositif évoque également celui du massif de Lanzo (Boudier, 1976, Boudier et Nicolas, 1972) d'ailleurs considéré par Lombardo et Pognante (1982), comme un fragment à part entière du substratum océanique piémontais (1). Ce dispositif est identique à celui analysé par Cottin (1984) dans l'Apennin ligure.

Ishiwatari (1985) a montré que la plupart des serpentinites de la région étudiée sont d'anciennes lherzolites mantellaires, confirmant ainsi les données de Nicolas et Jackson (1972). Ceci permet, en outre, de renforcer à nouveau les analogies entre les ophiolites piémontaises et celles de Ligurie où le substratum péridotitique est également de nature lherzolitique (Elter, 1975, pour références).

2. Les massifs gabbroïques : des fragments de chambres magmatiques réduites

A côté des filonets sporadiques dont nous venons d'évoquer la présence, les gabbros forment des massifs entiers de taille parfois imposante : Pelvas d'Abriès, Roche Ecroulée, Rocca Bianca (dans le périmètre étudié ici). Tour Real, sous-unité de la Costa Ticino dans le massif du Viso, Rocciavré, ... (plus à l'Est). Ces roches y présentent une texture de cumulats et doivent être considérées de ce fait, comme des fragments d'anciennes chambres magmatiques (Bearth et al., 1975 ; Lombardo et al., 1978 ; Lombardo et Pognante, 1982).

Dans le massif du Pelvas d'Abriès et dans la falaise dominant la Roche Ecroulée, le litage magmatique des gabbros, d'ordre décimétrique à plurimétrique est souligné par l'alternance de bandes d'euphotides de grain plus ou moins grossier et par la présence de niveaux dont la composition minéralogique diffère de celles des euphotides. On rencontre ainsi :

- des cumulats ultrabasiques (partie S.E. du Pelvas) ;
- des troctolites ;
- des gabbros ferro-titanés.

Rappelons que tous ces niveaux, parfois foliés (flaser-gabbros) sont localement recouverts par des filons doléritiques.

Par leurs constituants minéralogiques et leur structure générale, ces deux ensembles montrent de fortes analogies avec d'autres massifs gabbroïques de l'arc alpin dont l'examen pétrologique a été largement détaillé :

- le Chenaillet (Mével et al., 1978 ; Bertrand et al., 1981, 1982) ;
- Rocciavré en Val de Suse (Lombardo et Pognante, 1982 ; Pognante, 1982 ; Pognante et al., 1982) ;
- certains massifs corses (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975 ; Ohnenstetter et al., 1975) ;
- les gabbros de Ligurie (Beccaluva et al., 1976 ; Serri, 1980, etc ...).

Comme l'ont montré Ohnenstetter et Ohnenstetter (1975) et Lombardo et Pognante (1982), ces gabbros, souvent à gros grains, sont issus de la cristallisation d'un magma stagnant au sein de chambres de dimensions réduites, sans réinjections ni remplissages successifs. A l'échelle du bassin, ces chambres sont finalement autant de "bulles" de magma isolées au sein de la lherzolite encaissante d'où elles sont issues par fusion partielle locale.

Les ophiolites du Pelvas d'Abriès, du Peyroun et de la Roche Ecroulée nous offrent des fragments disjoints d'une de ces chambres magmatiques. La proximité géographique de ces fragments ou même leur contiguïté, permettent de penser qu'ils ont fait

(1) Cette interprétation est également admise par Boudier et Nicolas (1982). Les lherzolites avant d'être "océaniques" ont été sous-continentales. Nous en discuterons longuement ci-après.

partie d'un même ensemble magmatique que l'on peut, de ce fait, reconstituer (1) (fig. 97).

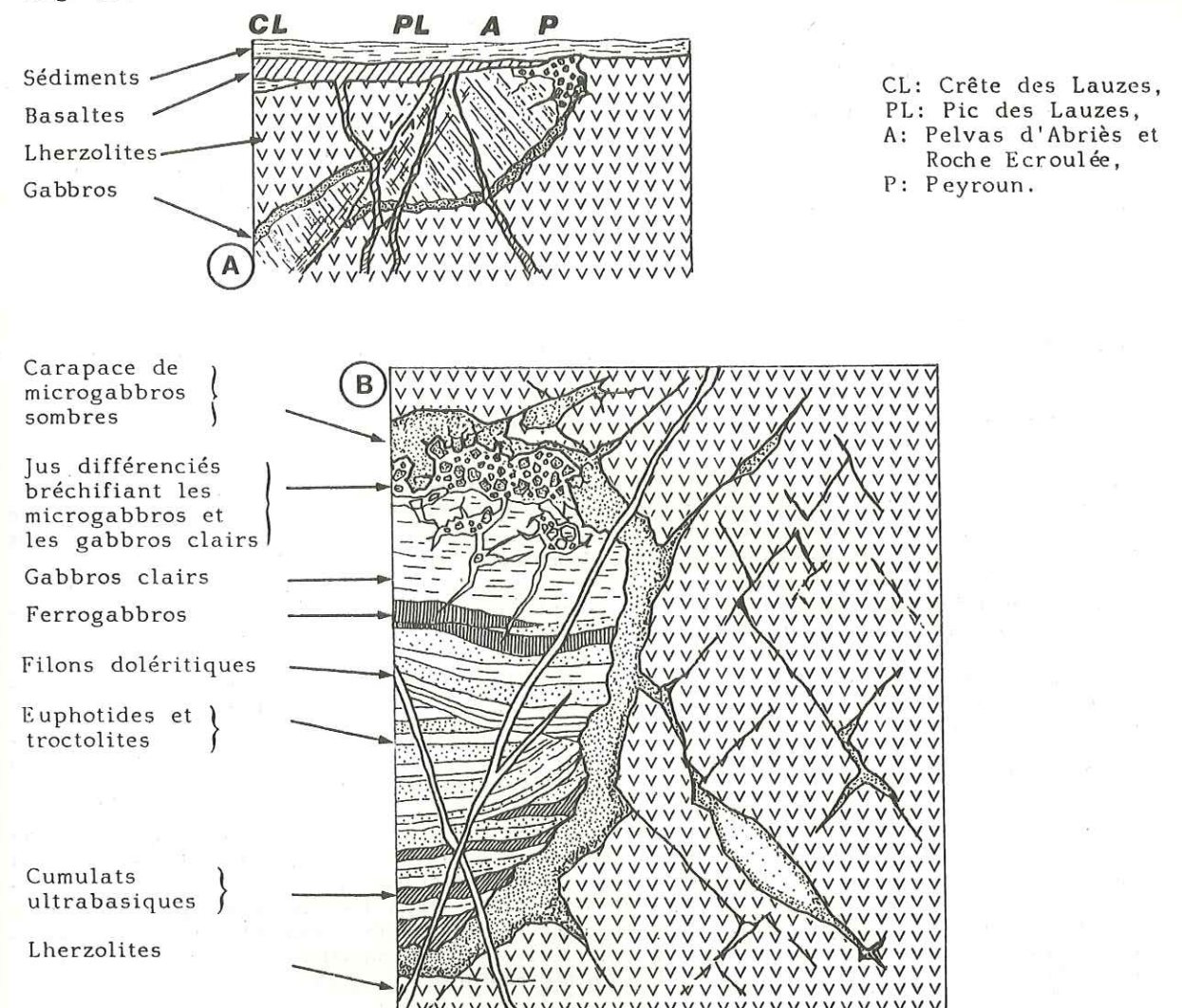


Fig. 97.- Les chambres magmatiques réduites.

A. Reconstitution générale d'après les observations réalisées dans les massifs du Pic des Lauzes - Roche Ecroulée, du Peyroun et de la Crête des Lauzes.

B. Détail.

On trouverait ainsi de bas en haut :

- des cumulats gabbroïques (troctolites euphotides) se chargeant progressivement en niveaux plus différenciés ferro-titanés (partie centrale du Pelvas d'Abriès et falaise de la Roche Ecroulée) ;
- des gabbros clairs injectés et fracturés par des liquides plus différenciés (à tendance trondhjémitique) tels qu'on peut les observer à la pointe Sud de l'échelle ophiolitique du Peyroun ;

(1) Les idées développées ici reprennent de nombreux éléments de discussion que nous avons eus, sur le terrain, avec H. Whitechurch.

- une carapace sommitale de microgabbros noirs, elle aussi fracturée par des différenciations acides (brèches magmatiques du Peyroun). Elle pourrait représenter les produits de la cristallisation rapide des premiers liquides injectés au début de la mise en place de la chambre.

On peut, dans cette optique, regarder les serpentinites de la Crête des Lauzes, comme l'encaissant probable de cette chambre magmatique, dont les dimensions totales ne semblaient pas excéder un à deux kilomètres.

Après leur cristallisation, les gabbros ont subi des déformations pénétratives locales synmétamorphiques responsables de l'acquisition d'une foliation précoce. Ils furent ultérieurement traversés par des dykes basaltiques et portés à l'affleurement.

B. - LES PREMIERS SEDIMENTS SUPRA-OPHIOLITQUES ET L'EPANCHEMENT DES BASALTES

1. Le cas des unités océaniques médiane et supérieure.

Comme nous l'avons vu, les ultrabasites et les gabbros ont été soumis dès leur apparition sur le fond océanique à une intense érosion sous-marine. La partie sommitale de ces roches s'est fracturée et désagrégée in situ, parfois en présence de fluides hydrothermaux (formation d'ophicalcites, Lemoine et al., 1983 ; Bernoulli et Weissert, 1985). Les produits de ce premier démantèlement sous-marin furent à leur tour remobilisés, par transports gravitaires, et se sont accumulés dans les nombreuses dépressions que devait présenter le fond océanique accidenté et tectoniquement mobile.

C'est ainsi que se sont édifiées les séquences détritiques monogéniques de nature serpentiniteuse ou gabbroïque dont la plupart des séries supra-ophiolitiques nous offrent de beaux exemples : méta-arénites et brèches gabbroïques dans la formation Mirabouc, coupe du Pic Cascavelier (Caby et al. en prép.), brèches serpentiniteuses et ophicalcites de Roche Noire, brèches gabbroïques de Rocca Bianca (Lagabrielle, 1982), etc ...

A côté de ces détritiques d'origine locale, se déposaient également, directement sur le substratum océanique, des sédiments à caractère pélagique (carbonates, marbres) dont on retrouve des témoins dans les diverses coupes effectuées à travers la formation Mirabouc, et à la base de la formation de Bouchouse. Dans l'unité océanique supérieure de tels sédiments apparaissent rarement dans cette position stratigraphique (c'est-à-dire entre le substratum et les basaltes). Ceci semble constituer un critère distinctif entre les séries supra-ophiolitiques des unités médiane et supérieure.

Ces sédiments n'ont pas encore livré de fossiles. L'âge réel de l'apparition du substratum océanique demeure donc inconnu. Il est toutefois fort probable qu'en certains endroits, des ultrabasites aient été portés à l'affleurement dès le Callovien. Dans la coupe du Pic Cascavelier (de Wever et Caby, 1981 ; Caby et al., sous presse), les radiolarites de l'Oxfordien moyen - Kimméridgien inférieur apparaissent ainsi au-dessus d'une séquence relativement épaisse de brèches et arénites serpentiniteuses. De plus, Baumgartner (1984) décrit en Ligurie, une association de Radiolaires d'âge callovien moyen, reposant sur des brèches ophiolitiques recouvrant elles-mêmes le substratum ultrabasique et gabbroïque.

L'épanchement des basaltes intervient après le dépôt des sédiments décrits ci-dessus. Ils viennent recouvrir en discordance et de façon irrégulière, le dispositif déjà complexe formé par les ultrabasites, certains gabbros, les brèches ophiolitiques et quelques poches emplies de sédiments. Leur mise en place correspond à l'activité de petits foyers volcaniques répartis çà et là dans le bassin. L'épaisseur atteinte localement par l'empilement des coulées n'excède pas une centaine de mètres (Pic des Lauzes, coupe de Mirabouc).

L'activité volcanique n'a pas été continue. Certaines coulées sont en effet séparées par des passées sédimentaires (Pic des Lauzes). Dans l'unité océanique médiane, l'épanchement des basaltes s'est accompagné d'une certaine activité tectonique, comme en témoigne l'association étroite existant entre des laves en coussins et des brèches sédimentaires de nature basaltique.

2. Le cas particulier de l'unité du Viso.

Dans l'unité du Viso, l'épisode effusif a pris un développement plus important. Les coussins basaltiques et les brèches des coussins y occupent des surfaces d'affleurement étendues. Rien ne permet d'ailleurs d'affirmer pour l'instant que le dispositif décrit dans les unités océaniques médiane et supérieure se retrouve dans cette unité.

D'après Lombardo et Pognante (1982), les metabasites de la sous-unité de la Costa Ticino (600 m d'épaisseur) reposent sur des gabbros (400 m.), sans qu'il soit possible de préciser si ceux-ci ont été portés à l'affleurement avant l'épanchement des laves. De même, on n'a jamais rapporté l'existence, dans ce massif, de contact stratigraphique entre des laves et des ultrabasites.

Il n'est donc pas possible d'étendre à l'unité du Viso, les conclusions élaborées après l'examen des autres unités océaniques. Il est probable, au vu de l'épaisseur des gabbros et des basaltes, que ce massif soit issu d'un domaine particulier de l'océan.

3. Affinités géochimiques des laves

Les basaltes des ophiolites piémontaises ont des compositions chimiques voisines de celles des tholéiites abyssales (Mével, 1975 ; Lombardo et al., 1978 ; Bertrand et al., 1982 ; ce travail, etc ...). Toutefois, pour Ishiwatari (1985), certaines laves s'approchent, par les compositions de leurs pyroxènes reliques, des basaltes des séries alcalines, ce qui est compatible avec un faible taux de fusion partielle du manteau sous-jacent. Pour l'auteur, les pillows du Mont Viso, à caractère tholéiitique affirmé, témoignent d'une fusion plus élevée ; les lherzolites de ce massif sont d'ailleurs plus appauvries que les ultrabasites des autres unités.

C. - LA FIN DES EPANCHEMENTS BASALTIQUES, LE DEPOT DES RADIOLARITES ET DES CALCAIRES (MALM - BERRIASIEN).

Les radiolarites de Traversiera, qui apparaissent au sommet des laves en coussins permettent de dater de l'Oxfordien moyen - Kimméridgien inférieur, la fin des épanchements basaltiques. Cet âge est identique à celui obtenu récemment en Ligurie sur des radiolarites recouvrant elles aussi les laves en coussin (Monte Alpe Chert, Conti et al., 1985). La mise en place des basaltes a donc probablement cessé partout au début du Kimméridgien.

Les radiolarites, sous leur faciès lie-de-vin typique sont caractéristiques de la seule unité océanique supérieure. Ces roches sont en effet absentes des unités océaniques médiane et basale. Elles ne forment pas un niveau continu et représentent de ce fait, des dépôts lenticulaires concentrés dans quelques petites dépressions ménagées soit à la surface des laves, soit directement dans le substratum ultrabasique (on ne les a pas signalés à notre connaissance, au contact direct des gabbros).

Après la sédimentation des radiolarites, intervient le dépôt des boues carbonatées (futurs marbres). Ces dernières formèrent un manteau quasi-continu, discordant à son tour, sur les domaines les plus internes (unité océanique supérieure, unités ligures s.s.). On notera à nouveau que ces dépôts furent plus réduits et plus épars dans les zones océaniques plus externes (unités océaniques médiane et basale), ce qui constitue là encore, un critère distinctif entre ces domaines.

Dans l'unité océanique supérieure, les marbres, équivalents des Calcaires à Calpionelles de l'Apennin, sont probablement comme ces derniers, d'âge tithonique - berriasien (Lemoine, 1971). Ces sédiments se mêlent localement à des apports siliceux (filets et flammes siliceuses des marbres de la série de Chabrière, quartzites alternant régulièrement avec les marbres de la Taillante).

D.- SIGNIFICATION DE LA TECTONIQUE OCEANIQUE DU JURASSIQUE SUPERIEUR

Dans l'unité océanique médiane, l'activité tectonique a été permanente durant la mise en place des coulées. Elle s'est poursuivie après, comme en témoigne l'existence, au-dessus des basaltes et des brèches basaltiques, de brèches gabbroïques et de blocs de serpentinites (coupe de Bec di Curnaliot).

Dans l'unité océanique supérieure, cette activité s'est localement atténuée pendant les épanchements basaltiques (les laves en coussins ne sont pas interstratifiées avec des brèches ophiolitiques). Elle a ensuite connue un renouveau qui se traduit par le dépôt de nouvelles brèches et arénites ophiolitiques que l'on rencontre, soit directement sur des basaltes (Crête Mouloun), soit au sein des marbres (Traversiera), soit à leur sommet (Pelvas d'Abriès, Rocca Bianca).

L'activité tectonique s'est peu à peu réduite pour s'éteindre progressivement au Crétacé inférieur avec le dépôt des futurs calcschistes, qui peuvent présenter localement des indices de remaniement synsédimentaire (série du Lago Nero, Polino et Lemoine, 1985, série de Chabrière, Tricart et al., 1985).

On doit s'interroger sur la signification de ces événements. Deux possibilités peuvent être envisagées :

1. soit il s'agit d'événements directement liés à l'apparition du fond océanique, et résultant de ce fait de mouvements en extension ou en décrochement plus ou moins purs (par exemple en transtension) ;
2. soit il s'agit d'une tectonique uniquement compressive, suivant immédiatement l'apparition du manteau supérieur, et se rapprochant ainsi d'un véritable écaillage intra-océanique.

Dans le premier cas, il est aisé d'expliquer ainsi la mise en place simultanée ou légèrement postérieure des basaltes. Dans le second, on rend compte plus facilement de l'apparition sur le fond des parties profondes de la lithosphère océanique représentées par les quelques fragments de chambres gabbroïques. De même, les déformations locales et le métamorphisme HT-BP des gabbros peuvent être expliqués de cette manière. Dans ces conditions, la mise en place des coulées basaltiques sporadiques ne pourrait se comprendre que si l'on envisage un écrasement des chambres profondes et l'éjection des jus magmatiques qu'elles contiennent.

Il nous semble délicat d'effectuer un choix définitif entre ces deux propositions extrêmes. En effet, les modalités de l'océanisation sont encore mal comprises et restent du domaine de l'hypothèse (voir ci-après). La solution définitive se trouve peut-être là encore, dans une combinaison des deux processus qui ont pu s'enchaîner de façon saccadée, pour aboutir finalement à l'image que nous obtenons aujourd'hui de ce fond océanique particulier. Retenons toutefois que cette tectonique d'âge jurassique supérieur semble plutôt s'inscrire dans le cadre général de l'ouverture du bassin océanique. Au cours de celle-ci, ont pu se produire des phénomènes compressifs liés, par exemple, à une réorganisation locale dans la cinématique des blocs continentaux impliqués dans ce dispositif (voir III, ce chapitre).

E.- LES MODALITES DE L'OCEANISATION : DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

Dans les unités océaniques supérieure et médiane, la genèse du soubassement océanique a obéi, nous l'avons vu, à une certaine logique commune, même si quelques différences (essentiellement d'ordre sédimentaire) doivent être retenues. Le cas du massif du Viso doit être traité à part, nous y consacrerons ci-après un court paragraphe.

Nous sommes désormais en mesure de décomposer et d'analyser stade par stade les divers événements qui ont conduit à l'élaboration du substratum océanique dont l'histoire vient d'être rappelée.

1. Les séquences de l'océanisation (fig. 98-1)

a) Un premier événement correspond à la fusion partielle du manteau lherzolitique et à la cristallisation, en profondeur, des jus magmatiques extraits. Il précède donc nécessairement la mise à l'affleurement des ultrabasites et gabbros associés.

Les liquides extraits de la lherzolite cristallisent directement sous la forme de filonets gabbroïques ou s'accumulent dans des chambres de petites dimensions, au sein desquelles ils subissent une cristallisation fractionnée. Les magmas résiduels plus différenciés, se solidifient dans les parties sommitales des réservoirs magmatiques.

L'âge proposé pour cet événement par Carpena et Caby (1984) est compris entre 212 à 192 Ma (trace de fission sur des zircons isolés de gabbros et de trondhémites du Queyras et du Chenaillet). Il est plus ancien que ceux déjà obtenus sur des gabbros à l'Apennin (185 à 161 Ma, trace de fission de zircons, Bigazzi et al., 1972) ou sur des albitites de Corse (161 Ma, U/Pb sur zircons, Ohnenstetter et al., 1981). Ces différentes données ne s'excluent pas, elles signifient que l'événement considéré a intéressé une période étendue, comprenant le Lias et le Dogger.

Ces âges sont ceux de la cristallisation des gabbros et des liquides différenciés et non ceux de leur mise à l'affleurement ; celle-ci, nous l'avons vu, interviendra plus tardivement. Il est possible d'envisager, comme le font explicitement Lombardo et Pognante (1982), que cet événement précoce s'est produit au sein du manteau encore coiffé de croûte continentale. Il peut être mis en relation d'ailleurs, avec les premières traces de distension observées, dès la base du Lias, dans les séries des deux marges continentales et annonçant les premiers stades du Rifting (1) (Bernoulli et al., 1979 ; Winterer et Bosellini, 1981 ; Lemoine, 1984, 1985 ...). On peut ainsi expliquer de façon satisfaisante à la fois l'approfondissement des bassins liasiques du domaine piémontais externe et la remontée du manteau sous-continental (remontée nécessaire à la fusion partielle) par un amincissement crustal au droit du futur domaine océanique.

b. Le second événement (Callovien - Oxfordien ?) est responsable de la mise à nu du manteau lherzolitique et de la remontée des produits déjà cristallisés de sa fusion partielle. Il s'agit d'un événement capital, dont les marques géologiques sont indéniables, mais dont les modalités sont encore sujettes à discussion. Il s'accompagne d'une importante tectonisation (en compression et/ou en distension) du substratum qui se traduit par :

1. la genèse d'escarpements sous-marins soumis au démantèlement et à l'érosion ;
2. la mise à l'affleurement des parties profondes des chambres magmatiques gabbroïques ;
3. l'acquisition d'une foliation métamorphique dans les gabbros.

c. Le troisième événement (Oxfordien - Kimméridgien inférieur) est un nouvel épisode magmatique. Il s'agit de la mise en place, sur le fond océanique récemment apparu, des coulées basaltiques. Des magmas nouvellement extraits de la lherzolite ont percollé à travers le substratum, jusqu'à la surface. Les filons basaltiques qui recourent les gabbros foliés sont probablement les témoins du passage de ces magmas. Le contexte géodynamique général correspond vraisemblablement à une poursuite de la distension.

Ces quelques lignes appellent deux remarques :

1. Comme nous le montrons (Lagabrielle et al., 1984), l'interface la plus significative au sein des ophiolites n'est pas celui séparant les basaltes des sédiments, mais bien celui séparant ces basaltes de leur substratum ultrabasique et/ou gabbroïque. Comme le rappelle Elter (1972), les laves doivent être regardées comme un élément des couvertures supra-ophiolitiques.

(1) Cet événement est appelé "première révolution paléogéographique" par Arnaud et al. (1985). Débutant à l'Hettangien, il s'agit d'un épisode tectonique correspondant à la dislocation de la plate-forme carbonatée triasique, donnant naissance à un système de hauts fonds et de bassins. Dans les séries piémontaises externes, la traduction de cet événement est l'épaisse accumulation des marnes, calcaires et micaschistes liasiques (calcschistes liasiques et formation détritique rousse du Lias - Dogger ?) (Dumont et al., 1984).

2. Ceci signifie, rappelons le, qu'il est illusoire de rechercher ici un "log" ophiolitique classique. Cela implique également qu'il est nécessaire d'imaginer un processus particulier, permettant d'expliquer l'élaboration du dispositif décrit ici. De nombreuses tentatives ont été faites dans ce sens, nous les rappelons brièvement dans le paragraphe suivant.

2. Les modèles proposés pour rendre compte de l'apparition d'un fond mobile ultrabasique et gabbroïque.

Les hypothèses et modèles déjà proposés pour expliquer la mise à l'affleurement précoce des ultrabasites et des gabbros appartiennent à trois grands groupes.

* Groupe A.

Dans ce groupe se rangent les hypothèses privilégiant une tectonique compressive majeure au Jurassique supérieur s'appliquant à une croûte océanique plus ancienne, d'âge triasico-liasique, régulièrement stratifiée. Les idées de Ricou (1978), de Fudral et al. (1977) et une des hypothèses de Robert (1979) appartiennent à ce groupe. Ces auteurs font intervenir une obduction précoce des ophiolites, au Jurassique supérieur, expliquant ainsi le démantèlement tectonique de la croûte océanique et la mise à l'affleurement des parties profondes de la lithosphère. Dans ces hypothèses, un certain nombre de faits de terrain n'ont pas été pris en compte, notamment le caractère tardif et post-tectonique des épanchements basaltiques tholéitiques. Ajoutons qu'il n'existe à l'heure actuelle aucune preuve paléontologique permettant d'affirmer qu'il a existé une croûte océanique d'âge triasico-liasique.

* Groupe B.

Pour rendre compte de l'apparition des ultrabasites, de nombreux auteurs ont fait appel au fonctionnement de failles transformantes hachant de part en part le bassin océanique alors en cours d'expansion (Gianelli, 1977 ; Gianelli et Principi, 1977 ; Cortesogno et al., 1978 ; Ohnenstetter, 1979 ; Péquignot et al., 1984, etc...). Les lherzolites serpentinisées et les gabbros auraient été portés à l'affleurement (par diapirisme pour les ultrabasites) au fond des zones de fractures ou le long de leurs escarpements bordiers. Ces hypothèses expliquent de façon très satisfaisante un grand nombre d'observations de terrain (accumulations des détritiques ophiolitiques, paléo-escarpements, discordances répétées dans les brèches, métamorphisme et déformations précoces de gabbros, etc...), mais il faut alors admettre que seules les parties correspondantes de l'océan ont été ensuite sélectionnées par les écaillages liés à l'obduction. Les panneaux de croûte océanique "normale" que séparaient les fractures océaniques, ont pu disparaître par subductions intraocéaniques. C'est l'hypothèse que nous avons proposée pour les Alpes Occidentales (Auzende et al., 1984), en faisant remarquer de plus qu'il existe au fond des océans actuels de nombreuses structures morpho-tectoniques, autre que des zones de fractures, susceptibles d'être obduites par cette sorte de rabottage sélectif.

Cette lignée d'hypothèses, satisfaisante à bien des égards, se heurte elle aussi au problème des épanchements basaltiques. Pour expliquer leur présence, Abbate et al. (1980) envisagent que les ophiolites proviennent de zones d'intersection entre failles transformantes et ride d'accrétion, ce qui conduit les auteurs à multiplier le nombre de ces sites possibles au sein de l'océan.

* Groupe C.

Ici, les auteurs délaissent les modèles classiques de fonctionnement des dorsales et envisagent une dénudation initiale du manteau par glissement de la croûte continentale sus-jacente. Ce système a été proposé par Decandia et Elter dès 1969 (voir également Decandia et Elter, 1972). Il fut quelque peu délaissé par la suite avec l'avènement des hypothèses du deuxième groupe.

Le modèle de dénudation du manteau fut à nouveau proposé en 1982, par Lombardo et Pognante, pour expliquer la genèse de certaines ophiolites piémontaises.

Pour les auteurs, l'amincissement continental conduit tout d'abord à une remontée du manteau lherzolitique provoquant comme nous l'avons vu, sa fusion partielle locale. La poursuite de l'amincissement conduit finalement à la rupture de la croûte continentale et à l'apparition des lherzolites et gabbros sur le fond marin. C'est au cours de cette remontée que certains gabbros acquièrent leur foliation. Les basaltes s'épanchent ensuite sur ce substratum composite et tectoniquement mobile, partiellement recouvert de sédiments.

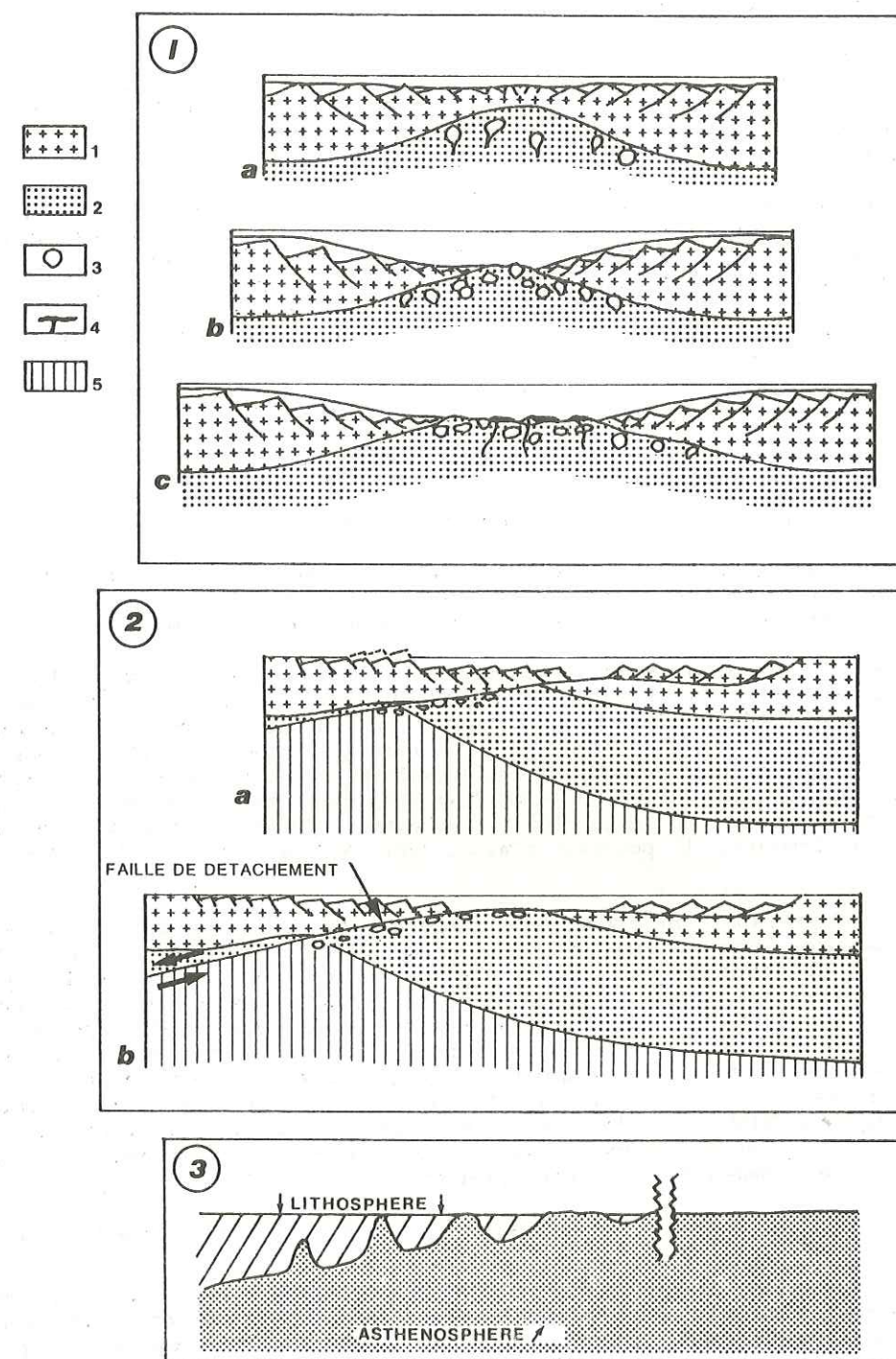


Fig. 98. - L'apparition du substratum océanique. Trois cas possibles.

1. Dénudation du manteau par étirement simple. a, b, c, trois stades successifs décrits dans le texte. Inspiré de Lombardo et Pognante (1982), in Lemoine (1984).

2. Dénudation du manteau par cisaillement, le long d'une faille de détachement (d'après Lemoine et al., 1987).

3. Diapirisme asthénosphérique : exemple emprunté au cas de la Mer Rouge, d'après Bonatti (1985).

Légende : 1. croûte continentale ; 2. manteau supérieur ; 3. gabbros ; 4. basaltes ; 5. asthénosphère.

Ce type de modèle à notre préférence. En effet, il rend compte de façon satisfaisante de nos observations et des données comparables obtenues sur d'autres ophiolites ligures et piémontaises. La succession des événements invoqués par les auteurs correspond stade par stade au découpage proposé ici pour l'histoire de l'avènement du substratum océanique des unités supérieure et médiane.

Faisons remarquer pour finir, que les hypothèses des deux derniers groupes ne sont pas incompatibles. Ainsi, il a pu exister dans le même temps, à la fois une dénudation mantellaire et une tectonique décrochante responsable de la création de grandes fractures à travers l'océan naissant.

De nombreux auteurs ont d'ailleurs proposé de voir dans l'océan liguro-piémontais un domaine particulier à valeur de rhombochisme (méga "pull-apart") limité par des décrochements au Nord et au Sud (Fracture de Gibraltar et fracture Nord Pennique de Bernoulli et Lemoine, 1980), Lemoine (1985), Weissert et Bernoulli (1985). L'un des accidents bordiers (la fracture Nord Pennique) a d'ailleurs été comparé au Golfe de Californie, dans lequel de petites zones en cours d'océanisation sont relayées par de multiples accidents transformants (Kelts, 1981).

3. Discussion

Ce dernier modèle, si on l'accepte, appelle quelques éléments de discussion.

a. Dans un tel système, la partie centrale de l'océan est apparue le plus précocement, elle est la plus ancienne. Les parties les plus distales sont les plus récentes. C'est un dispositif exactement inverse de celui des grands océans actuels.

b. La partie centrale du domaine est probablement celle qui a subi le plus d'extraction de magma ; en effet, elle a été constamment sollicitée par les distensions successives, c'est là également que se trouve le point culminant du bombement mantellique. On peut s'attendre, dans ces conditions, à y trouver la quantité la plus importante des produits de la fusion partielle (gabbros, basaltes) et le manteau le plus appauvri. Dans notre cas, les ophiolites du Mont Viso (1), dans lesquelles tous ces caractères sont réunis (Lombardo et al., 1978 ; Ishiwatari, 1985), pourraient constituer des témoins de ce domaine. Il pourrait s'agir, nous allons le voir, d'une sorte de proto-dorsale.

c. Ceci nécessite d'effectuer un retour sur l'agencement paléogéographique proposé. En admettant, en effet, une symétrie d'ensemble du bassin océanique, les unités type Viso se trouvaient au début du Crétacé, en position centrale. Les autres unités queyrassines, plus internes selon nous, étaient donc plus proches de la marge apulienne (vers l'Est ou le Sud-Est). Entre la marge européenne et le domaine d'où proviennent les sous-unités sommitales du Viso, il aurait ainsi existé une portion océanique symétrique de la zone d'où sont issues les unités océaniques médiane, supérieure et ligure s.s. Cette partie de l'océan a pu disparaître précocement par écaillages et subductions intraocéaniques ; elle aurait été recouverte dans ce cas, par les unités océaniques plus internes. Il pourrait subsister de ce domaine de rares témoins à métamorphisme HP-BT précoce comme les sous-unités profondes du Viso.

d. Enfin, on ne peut présenter ce modèle sans tenter d'en démontrer quelques mécanismes.

La remontée des lherzolites et leur mise à l'affleurement correspondrait à une mise à nu pure et simple des enveloppes profondes de l'écorce terrestre en régime essentiellement distensif. Dans de telles conditions, à quel processus peut-on faire appel ? Plusieurs solutions peuvent être envisagées. Dans l'état actuel des connaissances, il ne s'agit que de simples propositions. Des travaux ultérieurs portant notamment sur les modalités de l'étirement et sur le comportement mécanique de la lithosphère et de l'asthénosphère lors de la distension permettront d'éliminer l'une ou l'autre de ces hypothèses et de ne retenir que les solutions physiquement possibles.

(1) Au moins les sous-unités les plus élevées, dont la plus complète, celle de la Costa Ticino (voir ci-avant).

Nous présentons ci-dessous quelques cas possibles (fig. 98).

* L'amincissement crustal nécessaire à la remontée du manteau peut se concevoir de prime abord comme le résultat logique d'un étirement pur se traduisant, en surface au moins, par l'apparition de nombreuses failles normales. Il en résulterait finalement une déchirure de la croûte continentale et la mise à nu du manteau. Dans ce cas, le moteur de la remontée du manteau est externe à celui-ci ; c'est en quelque sorte en "tirant" horizontalement sur l'enveloppe externe que l'on parvient à mobiliser verticalement le manteau plus profond. Ce type de dynamique est implicitement contenu dans les propositions élaborées par les précurseurs du concept de dénudation du manteau : Decandia et Elter (1969), Lombardo et Pognante (1982). Il conduit à obtenir de part et d'autre du domaine océanisé, des marges à structure et évolution globalement symétriques (fig. 98-1).

* Lemoine et al. (1987) estiment que ce cas n'est pas applicable aux Alpes, dont les deux marges ont connu des évolutions dissymétriques. Pour eux, le modèle d'extension de Wernicke (1985), conçu après l'étude du Basin and Range des Etats-Unis et les modèles voisins ou extrapolés (Lister et al., 1986) sont préférables. Ceux-ci font intervenir un vaste accident intralithosphérique, fonctionnant en cisaillement simple et atteignant la limite entre le manteau supérieur et l'asthénosphère (faille de détachement) (fig. 98-2).

* Dans les deux cas précédents, la remontée de l'asthénosphère est passive et induite par l'étirement et l'amincissement crustal. Dans certains modèles plus complexes, l'asthénosphère joue un rôle dynamique non négligeable. Ainsi, dans le cas de "l'océanisation" de la Mer Rouge, Bonatti (1985) évoque-t-il l'existence de points chauds situés à l'aplomb de remontées diapiriques du manteau et dont l'ascension est rendue possible par une baisse brutale de la densité et de la viscosité de l'asthénosphère par fusion partielle. Ces points chauds, régulièrement espacés (loi de Raleigh-Taylor), servent de "nuclei" à des centres d'expansion océanique qui fusionnent progressivement (fig. 98-3).

Ce modèle que l'on peut appliquer globalement au cas piémontais a le grand mérite de privilégier une dynamique profonde, d'origine asthénosphérique sans qu'il soit nécessaire de faire appel à une distension continentale dont les taux dépassent 100 %, comme dans les modèles précédents. En étendant ce modèle, on peut finalement se demander si le fond ultrabasique de l'océan liguro-piémontais ne peut être considéré comme le toit d'un vaste diapir mantellaire unique.

Comme nous l'avons souligné avec insistance ci-dessus, le choix parmi ces différents cas possibles ne pourra être effectué qu'à l'issue de la confrontation de chacun d'eux avec les contraintes qu'imposent les lois de la rhéologie et les règles de la distension lithosphérique.

4. Vers un nouveau concept d'océanisation ou une modification des concepts existants ?

Des quelques réflexions qui précèdent, se dégage finalement une nouvelle conception de l'océanisation dans laquelle l'expansion des fonds océaniques (sea-floor spreading) ne se traduit pas par l'activité continue d'un centre d'émission de liquides magmatiques, mais par la mise à nu progressive du manteau supérieur. Dans le cas des Alpes Occidentales et de l'Apennin, l'expansion océanique n'a donc pas été accompagnée par la création d'une lithosphère océanique régulièrement stratifiée et continue, mais plutôt par l'apparition de petits fragments dissociés de croûte océanique.

On peut alors se poser diverses questions. S'agit-il, par exemple, d'un stade précoce de l'histoire des océans ? On pourrait s'attendre dans ce cas, si le système avait connu une évolution plus durable, à ce que la coalescence progressive de ces multiples centres magmatiques conduise à l'élaboration d'une véritable dorsale océanique telle que nous le montrent les modèles classiques. Les massifs ophiolitiques les plus complets des Alpes occidentales (Viso, Rocciavre, etc ...) témoigneraient alors de l'amorce de cette coalescence et représenteraient finalement une ou plusieurs proto-dorsales de ce système.

Pour préciser ces idées et tenter de mieux contraindre le modèle, il est nécessaire de pouvoir estimer la surface maximale de manteau ainsi mis à nu. Ce type d'évaluation est difficile à effectuer ; il est possible, néanmoins, de tenter quelques approximations.

Tous les auteurs s'accordent pour attribuer une largeur maximale de 1000 km au bassin piémontais - ligure (voir les récentes synthèses de Dercourt et al., 1986). Ce

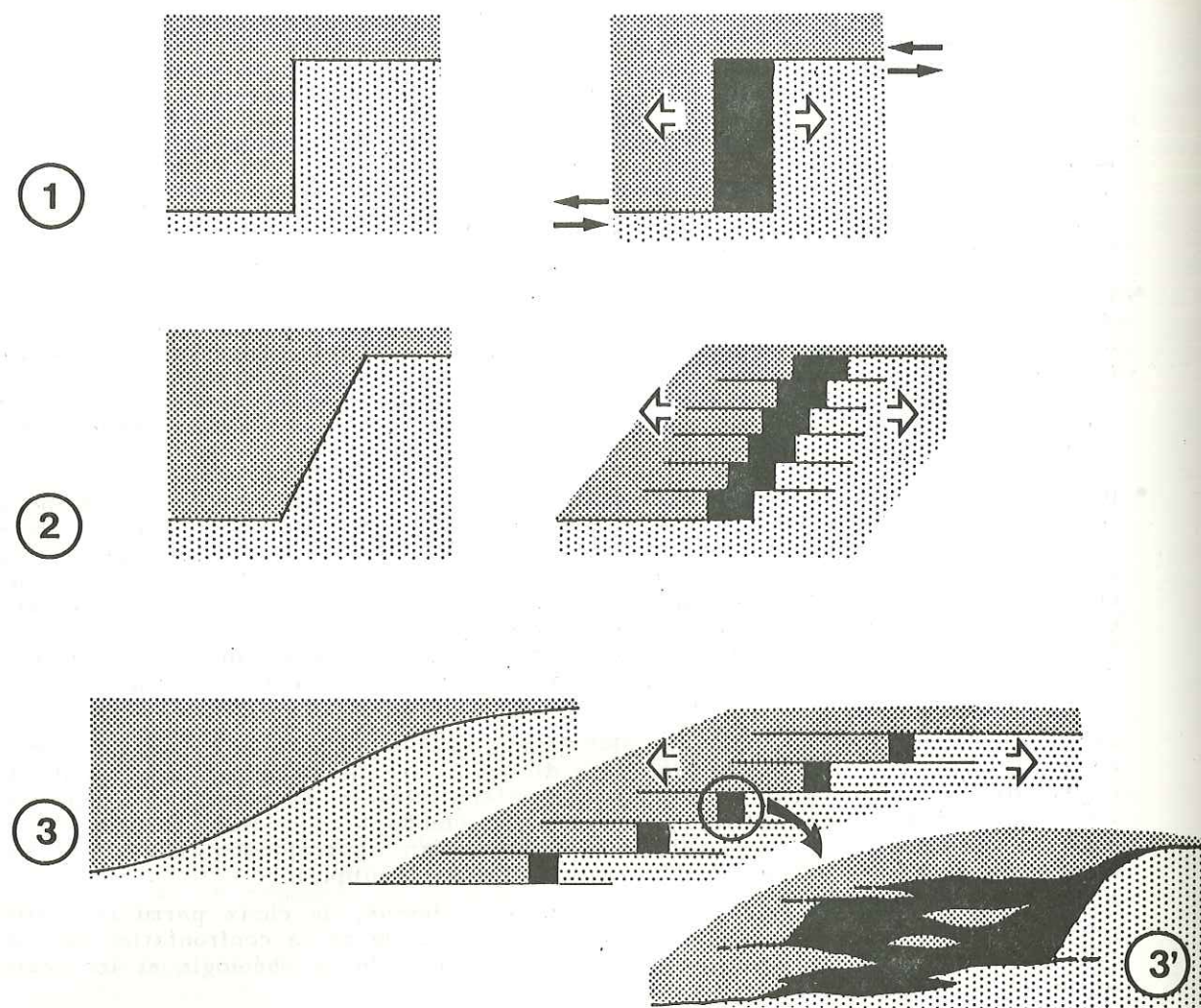


Fig. 99 -- Schémas théoriques montrant l'influence de la forme initiale des déchirures continentales sur les contours et la nature d'un futur bassin océanique.

Dans le cas 1, un domaine océanique unique est créé ; ses terminaisons nord et sud jouent en décrochement pur.

Dans le cas 3, le mouvement transformant sera réparti à l'ensemble du bassin. On a indiqué en (3') un détail d'une des nombreuses zones océanisées créées selon ce dispositif (Leaky Transform). Des fragments sialiques sont arrachés aux marges avoisinantes et se retrouvent isolées au sein du domaine océanique.

Le schéma 2 représente un cas intermédiaire.

Dans le cas de l'ouverture du bassin liguro-piémontais, ces différentes possibilités ont été implicitement ou explicitement retenues par les auteurs. Lemoine (1985) a ainsi préféré le cas 1 ; Abbate et al. (1980), Boccaletti et al. (1984) et Ishiwatari (1985) ont préféré le cas 3.

chiffre s'entend généralement marges internes comprises et non raccourcies. Il comprend donc, à la fois, le domaine à croûte océanique, et les régions bordières apparaissant actuellement au sein de la zone piémontaise (piémontais externe et unités du Dora Maira, par exemple). On sait, par ailleurs, que dans ces types d'unités continentales, le raccourcissement a été important ; en d'autres termes, le domaine paléogéographique sialique correspondant a pu être relativement vaste. Il resterait ainsi pour le domaine océanisé, une largeur maximale voisine de 500 km. C'est une évaluation qui apparaît de façon plus ou moins claire sur la plupart des travaux récents (Kelts, 1981 ; Lemoine, 1983 ; Olivet et al., 1984 ; Weissert et Bernoulli, 1985 ; Ishiwatari, 1985). Dans ces conditions, peut-on réellement parler d'océan naissant, ou ne doit-on pas plutôt envisager que l'océanisation s'est effectivement produite selon des modalités particulières et spécifiques à ce domaine ? On rapprochera de ces problèmes, les récentes données océanographiques montrant que le manteau supérieur se trouve à l'affleurement en divers points des océans actuels situés en dehors des grandes zones de fractures. Ces découvertes nous imposent déjà de reviser nos conceptions sur les modalités de l'expansion des fonds océaniques.

On a, en effet, foré ou dragué des ultrabasites du manteau dans des contextes variés.

- Soit au voisinage des dorsales, comme le montrent les résultats du leg 82, du programme DSDP en Atlantique Centrale. Ainsi, au site 558, des basaltes recouvrent directement des serpentinites et des brèches serpentineuses ; au site 560, la présence de brèches de serpentinites atteste de l'existence d'affleurements proches du manteau supérieur (Bougault et Cande, 1985).
- Soit au cœur de petits océans naissants, comme en Mer Tyrrhénienne, où au cours du leg 107 du programme ODP, le forage 651 a rencontré un substratum péridotitique recouvert directement par des coulées basaltiques (Kasten et al., 1986).
- Soit en bordure de grands océans, comme c'est le cas pour les "diapirs de pied de marge", dragués puis forés au pied de la marge ibérique de l'Atlantique (Boillot et al., 1980 ; Boillot et al., 1985).
- Soit à la marge d'aires océaniques plus réduites, dans des contextes structuraux complexes, comme sur l'île de Zabargad (St Johns Island) en Mer Rouge où affleurent des lherzolites à spinelle en contact tectonique avec des éléments de socle métamorphique (Bonatti et al., 1981 ; Styles et Gerdes, 1983).

Il se trouve ainsi, qu'en plusieurs points des grands océans ou d'aires océanisées plus restreintes (et en dehors des grandes zones de fractures), on ne rencontre pas la structure classique de la croûte océanique, mais des dispositifs avec remontée du manteau rappelant ceux décrits dans l'Apennin et les Alpes.

Le manteau supérieur apparaît ainsi, à la lumière de ces résultats, comme une enveloppe terrestre dont la mobilisation n'est pas seulement restreinte aux grandes zones d'accrétion ou de fracture. Sa présence n'a pas forcément partout un caractère exceptionnel. Il a pu constituer dans l'ancien, le fond de bassins sédimentaires d'extension restreinte (de l'ordre de la centaine de kilomètres), ressemblant à l'actuelle Mer Tyrrhénienne. C'est, par exemple, ce que nous avons proposé pour certains bassins triasico-liasiques des Pyrénées, à la suite d'observations sur les relations stratigraphiques entre les lherzolites et les sédiments sus-jacents dans une unité supérieure des chaînons béarnais (Duée et al., 1984 ; Fortané et al., 1986).

Finalement, si l'on devait modifier ou au moins préciser nos conceptions sur l'évolution des aires océaniques, il faudrait certainement s'attacher à mieux connaître d'abord les stades précoces de l'océanisation. Le cas des Alpes et de l'Apennin pourrait fournir alors une bonne image de ces premiers événements. Il faudrait ensuite pouvoir estimer si, dans ces domaines, l'océanisation a effectivement suivi des processus spécifiques permettant l'édification de structures non reconnues dans les grands océans actuels.

Pour aller plus loin, il faudrait de plus mieux cerner le contexte cinématique dans lequel l'ouverture océanique s'est produite, c'est-à-dire définir les trajets respectifs des deux marges continentales aux abords immédiats de l'aire en cours d'expansion. Ceci permettrait notamment de décider s'il s'est agi d'une ouverture par divergence simple ou par jeu de type transformant, dans laquelle de nombreux foyers d'océanisation seraient apparus au fond de multiples bassins en échelon (fig. 99).

Malheureusement, les données relatives aux positions successives de la plate-forme apulienne sont assez imprécises (voir Olivet et al., 1982). Dans le cadre complexe de la cinématique des régions mésogéennes, la microplaque apulienne, dépendance plus ou moins solidaire du craton africain (Horvath et Channel, 1977), a en effet suivi un

parcours dont le tracé reste mal connu (voir fig. 101).

Si l'on retient comme Kelts (1981), l'idée qu'une partie au moins de l'océan piémontais s'est ouverte à la faveur d'une déchirure continentale le long d'un vaste décrochement (il s'agirait ainsi d'une océanisation "provoquée" ou "induite", dans une "Leaky transform" selon Ben Avraham et al., 1979 ; voir également la synthèse récente de Boccaletti et al., 1984), on pourrait s'attendre à retrouver des fragments sialiques, arrachés à l'une ou l'autre des deux marges et isolés au sein de l'océan (fig. 99). Ces fragments correspondraient ainsi au bloc Sesia de Debelmas (1975) ou au microcontinent intermédiaire de Fudral et Blake (1981, 1982). Nous avons dit qu'il n'était pas possible, à moins de formuler une hypothèse sans fondements géologiques, de retrouver les traces d'un tel élément sur notre transversale. Toutefois, dans les Alpes et l'Apennin, quelques faits ont permis de soupçonner la présence de socle sialique à proximité immédiate des aires en voie d'océanisation. Il s'agit par exemple de l'existence de galets granitiques dans les brèches ophiolitiques de Ligurie (Elter, 1975 pour références) ou de la présence de fragments de roches acides au Pic Casca-velier (Caby et al., 1971) ; on pourrait y rapporter également la découverte d'un galet de gneiss probable dans la formation Mirabouc, le développement important des micaschistes dans la formation du Baracun, la présence de dolomies dans la série du Lago Nero etc ... De plus, dès le Crétacé moyen, nous avons noté un envahissement général du bassin piémontais par des détritiques fins d'origine continentale. Comme l'ont proposé les auteurs familiers des régions ligures, nous avons envisagé pour ces éléments, une origine sud-alpine (ride insubienne). On pourrait également imaginer que ces produits dérivent de l'érosion d'un ou de plusieurs radeaux sialiques plus externes, disséqués et isolés par l'océanisation, et mobilisés avec le substratum océanique au cours des premières compressions. Toutefois, il n'existe pas dans notre édifice d'unités sialiques coincées entre les unités d'origine océanique.

Retenons que cette hypothèse est envisageable, mais qu'aucune donnée ne vient l'appuyer. Nous ne l'avons pas retenue faute de preuves sur la figure 93.

II .- LES STADES SUCCESSIFS DE LA FERMETURE DU BASSIN OCEANIQUE LIGURO-PIEMONTAIS : DE L'OBDUCTION A LA COLLISION

A .- AVERTISSEMENT

Nous présentons ci-dessous un modèle d'évolution tectonique du bassin liguro-piémontais, élaboré à partir des faits de terrain obtenus dans le domaine étudié, mais, également en tenant compte de données puisées dans des régions alpines voisines ou plus éloignées.

Comme tout modèle, il s'agit d'une tentative s'appuyant sur des hypothèses dont nous avons défendu auparavant la validité.

Lorsque nous employons des noms d'étage, surtout à l'issue de comparaisons lithostratigraphiques avec des ensembles fossilifères, il faut accorder à nos interprétations une certaine élasticité. D'abord parce que tous les événements sédimentologiques ou tectoniques intéressant les Alpes dans leur ensemble ne sont pas forcément synchrones, ensuite parce que des attributions proposées par certains auteurs sont elles-mêmes imprécises, ou sujettes à discussion. Enfin, le maniement des datations absolues reste souvent délicat, notamment dans le cas de données isolées. Nous avons pris de nombreuses précautions à ce propos dans les pages qui précèdent.

B .- LA SITUATION A L'AUREOLE DU CRETACE

Après la mise en place des basaltes sur le fond ultrabasique et gabbroïque du domaine océanique, il n'existe plus d'indices permettant de mettre en évidence une poursuite de son expansion. Celui-ci aurait donc acquis sa largeur maximale (500 km au plus) dès la fin du dépôt des radiolarites, avant la sédimentation des carbonates du Malm - Berriasien. Après cette période, débute une ère nouvelle au cours de laquelle prennent place des grands phénomènes de serrage aboutissant à la fermeture progressive du domaine océanique puis à la collision.

C .- UNE PHASE TECTONIQUE PRECOCE AU CRETACE INFERIEUR ?

Comme nous l'avons dit, nous ne disposons localement que de maigres indices permettant d'envisager une tectonique compressive très précoce dans le domaine océanique piémontais. Il s'agit essentiellement de l'âge absolu (135 ± 8 Ma) obtenu par trace de fission de zircons pour le refroidissement post-éclogitique d'une sous-unité de la base du massif du Viso (Carpéna et al., 1986). Nous avons longuement discuté, à plusieurs reprises, du crédit que l'on pouvait accorder à cette datation. Cela nous incite quoi qu'il en soit à rechercher ailleurs, dans l'arc alpin, des datations voisines ou des indices géologiques plus directs confirmant cet événement.

A l'heure actuelle, seules quelques datations du métamorphisme éclogitique entre 130 et 110 Ma peuvent être rapprochées de ces valeurs. Elles concernent essentiellement des unités de marge européenne ou réputées d'origine africaine (Mont Rose, Grand Paradis, Sesia) (Carpéna, 1984 ; Oberhansli et al., 1983 ; Dal Piaz et Lombardo, 1985).

Ces indices, encore épars, ne peuvent constituer des preuves permettant d'affirmer de façon indubitable qu'il s'est produit au début du Crétacé inférieur une tectogénèse importante dans les domaines alpins internes occidentaux.

Pourtant, notons que dans les Alpes orientales, la formation des grands systèmes de nappes débute pour Tollmann (1966) au Crétacé inférieur (phase austro-alpine, d'âge barrémien, soit entre 125 et 120 Ma dans l'échelle chronologique de Kent et Gradstein, 1985, retenue ici). Pour Geyssant (1980), cette phase correspond d'ailleurs au début de la fermeture du domaine océanique pennique, équivalent oriental du bassin piémontais (voir également les tableaux synthétiques de Faupl et al., 1980).

Plus à l'Est encore, dans les Carpathes orientales, se produisent les premières compressions daciques (Debelmas et al., 1980 ; voir également la synthèse de Vergely, 1984), alors que les Hellénides (et les Dinarides dans une moindre mesure) sont soumises à une seconde tectonique importante (tectonique JE2 de Vergely, 1984 ; voir aussi Aubouin et al., 1970).

Ainsi, l'éventualité proposée ici pour les Alpes Occidentales, ne peut être rejetée d'emblée. Si les données radiochronologiques devaient être confirmées, par exemple par des faits de terrain probants, il serait alors possible de relier de façon quasi certaine, l'enfouissement précoce d'unités océaniques et la genèse en surface de complexes à blocs d'ophiolites, comme celui visible au sommet de la série du Baracun et que nous avons attribué au Crétacé inférieur.

Cet enfouissement pourrait correspondre soit aux premiers événements du Crétacé moyen, soit à une phase tectonique particulière, nettement individualisée. S'il se confirmait qu'à cette époque (130 - 120 Ma) des unités appartenant à la base de la marge européenne étaient déjà soumises à un métamorphisme de haute pression, on pourrait alors envisager pour cet événement des conséquences importantes et le rapprocher d'une véritable obduction. Retenons pour l'instant qu'il a pu s'agir (ce n'est, rappelons-le, qu'une hypothèse) soit d'un écaillage de la lithosphère, soit d'une subduction intraocéanique ou d'un phénomène apparenté.

Dans les unités océaniques médiane et supérieure, il n'existe pas, ou peu, de traces sédimentaires d'une éventuelle activité tectonique de cet âge. Aux dépôts calcaires du Malm - Berriasien succèdent en effet les marnes (futurs calcschistes) attribuées au Crétacé inférieur, et dont les faciès très homogènes ont couvert de larges surfaces jusqu'au domaine ligure s.s. (schistes à Palombini). Ces derniers renferment toutefois, quelques blocs d'ophiolites, comme nous avons pu l'observer directement sur le terrain. Ces remaniements ne sont pas forcément l'indice d'événements compressifs. On peut proposer également, comme le font Polino et Lemoine (1985) ou Tricart et al. (1985) pour des phénomènes équivalents en domaine piémontais, qu'il s'agit plutôt d'indices d'écroulements et de résédimentation au pied d'escarpements créés lors d'un approfondissement du bassin.

D .- LE CRETACE MOYEN : L'EPISODE "SCHISTES NOIRS"

Les schistes noirs et quartzites que l'on rencontre sous des épaisseurs variables dans les trois unités supérieures, ont été attribués au Crétacé "moyen" (Aptien, Albien, Cénomanien basal). Leur dépôt correspond, nous l'avons vu, à une sédimentation pélagique au fond de bassins confinés. Il est tentant de se ranger à l'avis de Castellarin (1980) pour qui l'apparition de ces bassins est liée, dans les Alpes méridionales,

aux premiers grands serrages entre les blocs européen et africain, et d'étendre ce point de vue au domaine qui nous concerne. L'individualisation des bassins et leur confinement (qui correspond à la cessation des communications mutuelles et à une profonde modification de la circulation océanique, Lancelot, 1980) peuvent être interprétés comme le résultat de la création de grands "plis de fond" au sein du domaine océanique, prélude aux écaillages de la phase céno-mano-turonienne.

E. - LA BASE DU CRETACE SUPERIEUR : ECAILLAGES OCEANIQUES ET OBDUCTION

1. Les arguments en faveur d'une tectonique compressive d'âge céno-manién à sénonien inférieur.

Si nos attributions stratigraphiques sont exactes, dès le Céno-manién, durant le Turo-nien et la base du Sénonien, le domaine piémontais interne correspondant aux futures unités océaniques médiane et supérieure s'est trouvé soumis à d'importants mouvements tectoniques dont la traduction sédimentaire correspond à la genèse des formations à blocs de roches vertes (Bric Bouchet, Col Agnel).

Les arguments permettant d'appuyer l'intervention d'une telle phase et d'en établir le caractère compressif sont nombreux : ils ont été avancés progressivement au fil des pages qui précèdent. Nous les rassemblons ci-dessous.

a. Arguments locaux d'ordre sédimentaire

La mise en place d'olistolites et d'olistostromes de roches vertes dans les formations de type Bric Bouchet - Col Agnel, doit être regardée comme une des conséquences de l'apparition, au sein du bassin, d'escarpements instables où le substratum ophiolitique est mis à nu.

En toute rigueur et malgré l'ampleur de ces phénomènes, il n'y a pas là de preuves formelles appuyant le caractère compressif de la phase tectonique invoquée. Nous avons donc puisé ailleurs, dans la chaîne alpine, les arguments nécessaires à notre démonstration. Notons, toutefois, que par leur taille importante, certains olistolites évoquent déjà des fragments de nappes.

b. Comparaisons avec l'Apennin

Si la comparaison entre la base des séries supra-ophiolitiques de nos régions et celles de l'Apennin ligure est fructueuse il en va de même pour le reste des séquences sédimentaires. Comme nous l'avons montré, il existe de remarquables analogies entre le Complexe de Casanova et les formations à blocs et olistostromes que nous décrivons.

Ceci nous a conduit naturellement à appliquer au domaine piémontais les interprétations déjà en vigueur (et presque universellement admises) pour les régions ligures. La genèse des formations à blocs y est perçue comme la traduction sédimentaire de la mise en nappe du substratum océanique aboutissant à la surrection, dès le Céno-manién, de "rides" intraocéaniques, sources d'alimentation du détritisme ophiolitique, dont le type même est la ride du Bracco (Elter et Raggi, 1965). On peut étendre ces conclusions à l'ensemble du domaine liguro-piémontais, sachant de plus que d'autres arguments permettent de confirmer l'existence, à cette époque, de serrages et de recouvrements tectoniques importants dans l'ensemble du domaine alpin.

c. Les âges du métamorphisme éoalpin

Si l'on peut discuter de la validité des âges du métamorphisme précoce (130 à 120-110 Ma), force est d'admettre qu'il existe un regroupement de datations dont le "pic" entre 100 et 80 Ma correspond à la base du Crétacé supérieur (voir références dans Dal Piaz et Lombardo, 1985).

Ces âges proviennent d'unités d'origine océanique ou continentale qui, à l'époque considérée, se trouvaient donc enfouies à des profondeurs permettant le développement des paragenèses éclogitiques (30 km environ ; jusqu'à 90 km pour les unités continentales à coésite du Dora Maira !).

La structuration en profondeur de ces unités ne peut s'expliquer que par le développement d'une vigoureuse tectogenèse.

d. Les données concernant l'arc alpin s.l.

C'est dans les Alpes Orientales que l'on trouvera les preuves directes de l'intervention d'une tectonique importante au début du Crétacé supérieur. Les couches du Gosaù dont la base est d'âge turonien supérieur - coniacien, reposent en transgression et discordance sur les unités supérieures des Alpes Calcaires Septentrionales (A.C.S.), et scellent des contacts de nappe (Tollmann, 1966 ; Trümpy, 1973 ; Geyssant, 1980).

Un autre argument important nous est fourni par la récente découverte de minéraux détritiques du métamorphisme de haute pression dans les flyschs d'âge turonien prolongeant au Nord les flyschs de la zone d'Arola, sous le débordement de l'Austro-Alpin, en Autriche occidentale (Zone de Walsertal, Winkler et Bernoulli, 1986). Ces minéraux proviennent du démantèlement d'unités dont la structuration s'est produite soit au cours d'une phase de même âge, soit, plus vraisemblablement, au cours d'un épisode plus précoce lors d'une phase du Crétacé inférieur ou moyen.

Cette découverte conforte en outre nos propres observations, puisque nous avons en effet décrit des éléments détritiques déjà déformés, remaniés au sein de la formation du Bric Bouchet. On pourrait même aller plus loin et se demander s'il n'est pas possible d'y retrouver des fragments de roches métamorphiques du faciès éclogitique ou schiste bleu. C'est une direction de recherche nouvelle ...

Enfin, dans des régions proches, rappelons qu'à l'époque considérée, au Céno-mano-turonien, certains secteurs de la marge européenne externe subissaient également des déformations plus ou moins violentes, dont les plus spectaculaires sont actuellement visibles dans la région du Dévoluy, scellées par des terrains d'âge sénonien (Gidon et al., 1970 ; Arnaud, 1974).

e. Conclusions

Finalement, dès le Céno-mano-turonien au moins, l'ensemble du domaine alpin "interne", de la Ligurie aux actuelles Alpes Orientales est-il soumis à une activité tectonique compressive dont les terrains situés sur notre transversale portent de nombreuses traces. On peut, dès lors, tenter de préciser les modalités et de mesurer les effets de cette tectogenèse.

A cette époque, nous l'avons dit, certaines unités océaniques recouvraient nécessairement la partie distale de la marge européenne. Elles se trouvaient alors en position de lithosphère océanique obduite. Une partie de la zone frontale de cette "nappe" océanique (c'est-à-dire celle située au-dessus du plan majeur d'obduction) peut être recherchée dans l'actuelle unité océanique médiane dont le substratum océanique, bien que fortement laminé, est encore continu à l'affleurement. Ceci conduit à penser qu'il fut à la fois plus épais et plus étendu, offrant ainsi à cette époque, l'image d'une vaste nappe ophiolitique. Dans l'unité océanique supérieure, la dilacération actuelle des ophiolites a pu être préparée dès cette phase céno-mano-turonienne par des écaillages en arrière du front majeur d'obduction. Nous en discutons ci-dessous.

2. Les modalités de la tectogenèse : obduction et écaillages intraocéaniques

a. Préliminaires

Rappelons d'abord nos conclusions :

Pour rendre compte du métamorphisme HP-BT éoalpin (100 - 80 Ma) s'appliquant à des unités océaniques et continentales comme certaines parties du Dora Maira ou comme les ophiolites de Rocciavré et de Lanzo (équivalentes de celles du Mont Viso), il est nécessaire de faire intervenir un enfouissement rapide de ces terrains et leur recouvrement par des ensembles d'origine plus interne.

Nous proposons donc, qu'au Cénomanién, les domaines correspondant aux futures unités océaniques médiane et supérieure se sont progressivement mobilisés puis déplacés vers la marge continentale, en recouvrant une partie externe du domaine océanique (futures unités sommitales du Viso, Rocciavré, Lanzo ...), partie la plus distale du continent européen (futures unités éclogitiques du Dora Maira, du Grand Paradis qui se trouvent de ce fait en position de lithosphère subductée, comme dans le modèle de Mattauer et Proust, 1976).

Cette tectogenèse a trois grandes conséquences :

1. Le métamorphisme HP-BT (schistes bleus et/ou éclogitiques) dans les unités enfouies ;
2. le développement de surfaces de charriages dans le domaine piémontais et ligure restant et la sédimentation de type "flysch à blocs de roches vertes" qui en résulte ;
3. le rapprochement des séries de marge continentale piémontaises externes (type Roche des Clots, Crèche - Meyriès - Abriès - Malrif, Sellarès - Fontane) et des séries piémontaises internes. Ceci permet l'installation d'un bassin de calcschistes crétacés unique, sur ces deux domaines alors connectés.

b. Discussion sur l'emploi du terme obduction

Peut-on réellement employer le terme d'obduction dans le cas d'un substratum n'ayant pas la structure d'une lithosphère océanique classique ?

Il est fort probable, en effet, que les mêmes contraintes appliquées à une lithosphère océanique typique et à un substratum mantellaire de type liguro-piémontais, ne génèrent pas, dans ces matériaux, de structures semblables. On pourrait s'attendre, dans notre cas, à ce que la compression se traduise par l'apparition d'une multitude de petits accidents s'initiant à la faveur de nombreuses hétérogénéités du substratum (chambre magmatique profonde, massif gabbroïque isolé, essaim de filons doléritiques, paléo-fractures, etc ...) comme nous l'avons déjà proposé (Auzende et al., 1984). Ce ne serait qu'un de ces accidents, assez proche d'une structure océanique majeure (une très hypothétique "proto-dorsale Viso", par exemple) ou voisin d'une suture océanique plus précoce (hypothétique elle aussi) qui prendraient finalement de l'ampleur et le long duquel des unités océaniques alors en cours d'écaillage se seraient mises en mouvement.

Ainsi, dans cette hypothèse, il aurait existé un contact majeur d'obduction, mais celui-ci n'aurait pas transporté une nappe ophiolitique continue, mais plutôt un assemblage déjà tectonisé comprenant des fragments du bassin liguro-piémontais, séparés par des pans de paléosubstratum océanique soulevés et tectonisés (correspondant à autant de "paléo-rides du Bracco"). Les séries détritiques riches en blocs d'ophiolites (Complexe de Casanova, formations du Bric Bouchet et du Col Agnel) représentent le remplissage des bassins résiduels à fond océanique, dont certains ne sont plus en position de fond océanique normal ; ils sont déjà transportés sur la marge européenne. Les détritiques d'origine sialique qui composent le fond sédimentaire continu de ces séries et qui peuvent localement s'accumuler sur des épaisseurs importantes (Grès du Monte Gottero, conglomérats du Salti del Diavolo), proviendraient de l'érosion de la marge sud-alpine, elle aussi tectonisée (Elter, 1975).

F. - LE CRÉTACE TERMINAL ET LE TERTIAIRE : LA COLLISION

Pour cette période, nous ne disposons pas d'informations directes ; en effet, il n'existe pas de terrains reconnus de cet âge en Queyras. Néanmoins, interviennent alors des événements fondamentaux, pour l'histoire tectono-métamorphique de ces régions et du domaine alpin en général.

1. Du Campanien au Paléocène

a. L'amorce de la collision : une phase d'âge Campanien - Maestrichtien basal

Durant la période du Crétacé terminal - Paléocène, un événement sédimentaire majeur

se produit dans les domaines alpins internes déjà fortement raccourcis à l'issue de la phase cénomano-turonienne.

Il s'agit de la sédimentation des Flyschs à Helminthoïdes (Maestrichtien à Paléocène), puissantes séries turbiditiques calcaréo-gréseuses, très généralement stériles en matériel océanique remanié. Pour Labesse (1981), il existe une lacune sédimentaire importante, correspondant au moins au Campanien, entre la base des flyschs et les complexes sous-jacents d'âge cénomano-turonien à sénonien inférieur (schistes du Val Lavagna, série de Casanova, grès du Monte Gottero). Ceci conduit l'auteur à envisager que le dépôt des Flyschs à Helminthoïdes débute au Maestrichtien après le relâchement des contraintes de la phase cénomano-turonienne.

Nous retenons ici cette interprétation, en la complétant. Remarquons en effet, qu'un épisode tectonique fondamental intervient à cette époque, dans les futures unités de Schistes lustrés situées à l'Ouest, déjà charriées à la fois sur la marge européenne et sur des unités océaniques profondes (1). Cet événement se traduit par l'apparition au sein de ces terrains, des premières déformations synschisteuses en climat de haute pression. Il se place, pour Caron (1977) et Tricart (1980) à la fin du Crétacé, ce que confirme une datation à 70 Ma obtenue sur des phengites de l'unité des calcschistes (J.M. Caron, communication personnelle). D'autres datations déjà obtenues, entre 70 et 60 Ma, pourraient correspondre à cet épisode (Bocquet et al., 1974 ; Dal Piaz et Lombardo, 1985).

Nous proposons, à titre d'hypothèse, de relier la lacune sédimentaire mise en évidence par Labesse à la phase tectonique responsable du premier métamorphisme des unités de Schistes lustrés évoquées ici. Par rapport aux propositions de cet auteur, nous compliquons donc le modèle d'évolution, en ajoutant une phase supplémentaire.

Cette phase, d'âge crétacé terminal correspondrait finalement à une remise en mouvement, vers l'Ouest, des unités océaniques orientales non encore obduites, qui viendraient ainsi recouvrir les futures unités piémontaises.

Les Flyschs à Helminthoïdes se déposeraient ensuite, au sommet ou en arrière de ce dispositif, dans un néo-domaine ligure ne correspondant plus à l'ancien bassin océanique, mais représentant en fait sa cicatrice. Dès cette époque, les paléo-marges continentales se trouvent à l'aplomb l'une de l'autre ; la collision serait ainsi amorcée.

b. Bilan

A l'issue des phases de serrage du Cénomano-turonien et du Campanien, un nouveau paysage paléogéographique voit le jour à l'aube du Tertiaire. De l'externe vers l'interne, nous trouvons ainsi :

- le briançonnais. La sédimentation, qui a connu de nombreuses vicissitudes au Crétacé inférieur et moyen, en écho direct des phases océaniques (Bourbon, 1980), s'y poursuit au Crétacé supérieur et à l'Eocène (calcschistes planctoniques et flysch noir éocène).
- l'ultrabriançonnais. La sédimentation se poursuit, là aussi, durant le Paléocène et peut-être plus tardivement dans l'Eocène inférieur (Lemoine, 1957).
- un domaine interne dont les premières tectogénèses viennent de s'achever, qui est en fait un édifice polystructuré comprenant du bas vers le haut, des unités de marge continentale profondes (Dora Maira éclogitique), des unités océaniques déjà éclogitisées (type Viso, Rocciavré, Lanzo, etc ...), des unités océaniques métamorphisées dans le faciès des schistes bleus (type unités océaniques supérieure et médiane) et des unités piémontaises à substratum sialique (type Crèche Meyriès ou Sellarès - Fontane) elles aussi à faciès schistes bleus. Cet ensemble déjà composé est coiffé à son tour par des unités d'origine ligure non métamorphiques sur lesquelles les Flyschs à Helminthoïdes se déposent en discordance.

(1) Il s'agit donc des séries dont les derniers termes atteindraient le Sénonien inférieur, que leur substratum soit continental ou océanique (Séries de type Sellarès - Fontane, Crèche - Meyriès et Abriès - Malrif, Mirabouc - Bouchet, Taillante - Chabrière).

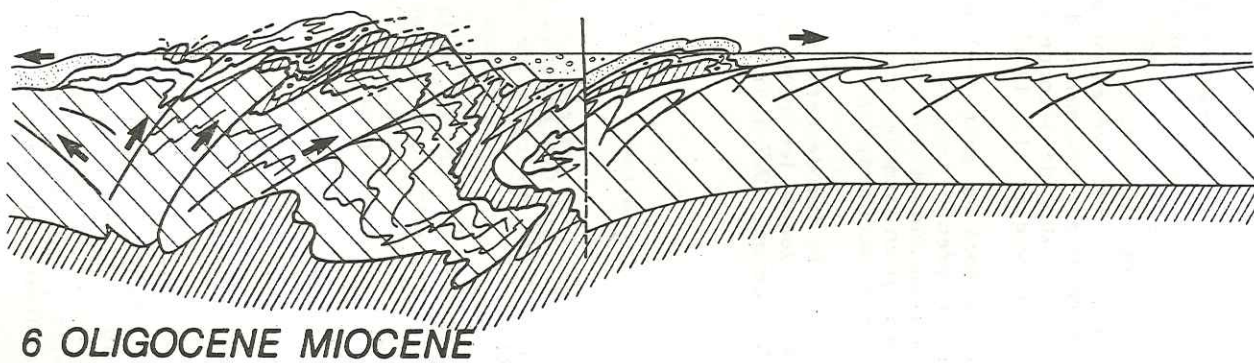
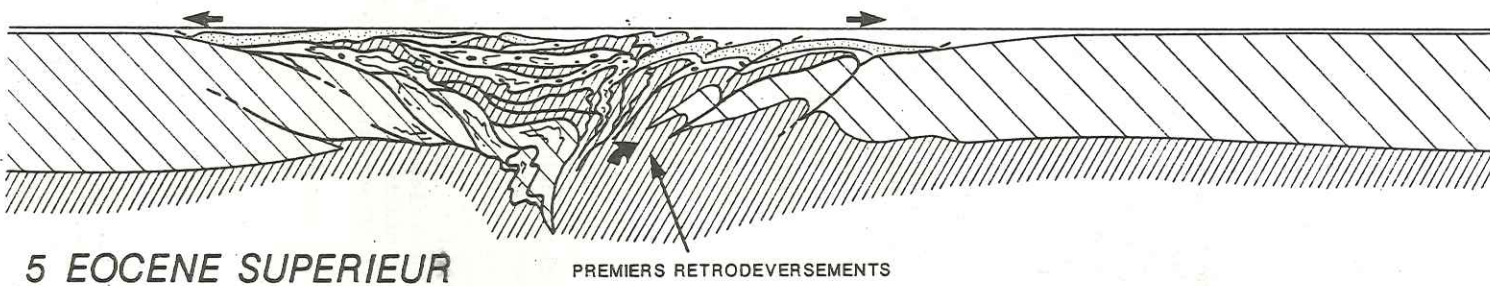
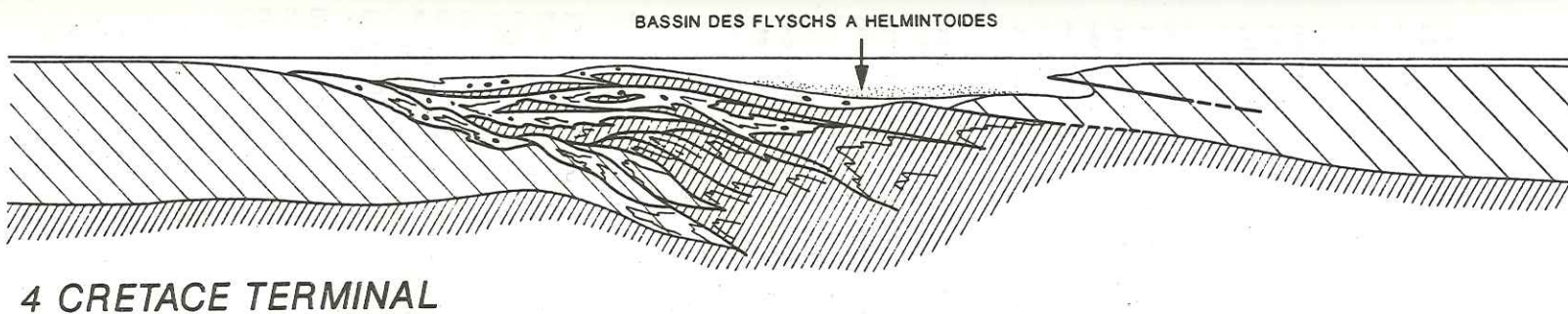
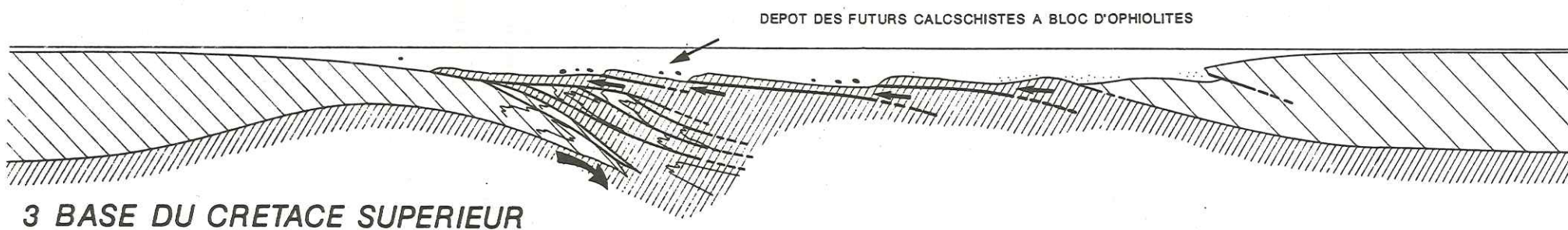
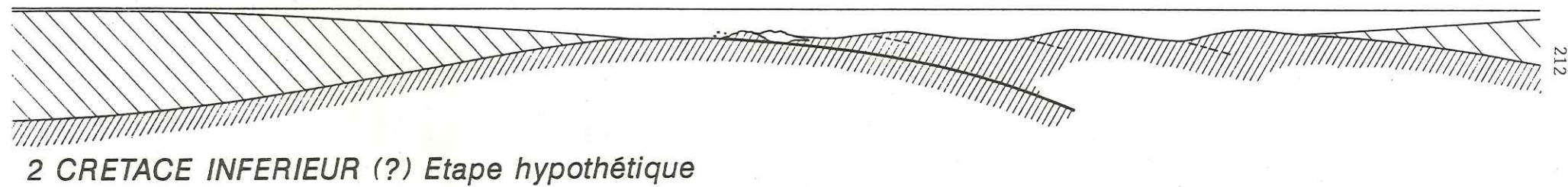
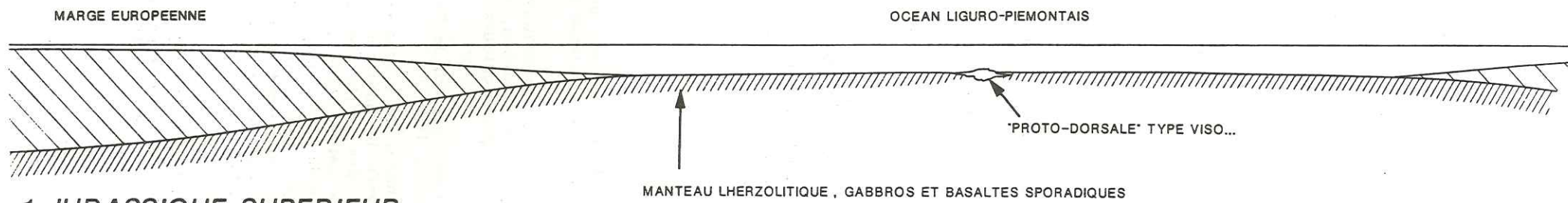


Fig. 100 .- Evolution tectonique du bassin océanique liguro-piémontais. Commentaires dans le texte.

Il n'y aurait donc plus, à cette époque, d'ophiolites à l'affleurement, ce qui explique l'absence de détritiques d'origine océanique dans les séries tertiaires briançonnaises.

Certaines unités issues du domaine ligure, se trouvent ainsi aux confins du domaine briançonnais, qu'elle pourront atteindre et traverser dès les sollicitations tectoniques suivantes.

2. L'Eocène

La collision amorcée à la fin du Crétacé, se poursuit en s'amplifiant à la fin de l'Eocène. Une des conséquences directement visible des événements datant du début du Tertiaire est l'arrivée, au Priabonien, de la nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Austro-Alpin dans le bassin sub-briançonnais (Kerckhove, 1969). On peut penser, comme nous l'avons rappelé précédemment, que cette mise en place s'est accompagnée de l'avancée d'autres unités d'origine ligure, comme par exemple les ophiolites non métamorphiques du Chenaillet (nous ne pensons pas toutefois qu'elles ont acquis alors leur position structurale actuelle). Ce massif revêtait ainsi une signification voisine de celle des diabases de la Balagne, mises en place à l'Eocène moyen sur la marge Corse (Nardi, 1968).

Pour Tricart (1980), cet événement coïncide avec la seconde phase de structuration majeure des unités de Schistes lustrés déjà déformées et métamorphisées lors de la phase du Crétacé terminal. Il s'agit de la "Tectonique II" de l'auteur, correspondant à la phase lépontine (aux alentours de 38 Ma). Comme le souligne Tricart, il est probable cependant, que cet événement ait débuté plus tôt dans les secteurs plus internes, ce qui permettrait notamment d'intégrer les datations voisines de 50 Ma, obtenues sur des phengites de seconde génération (syn-s2) dans l'unité des calcschistes (Liewig, 1981 ; Liewig et al., 1981).

Ces déformations éocènes sont également responsables d'un nouveau raccourcissement de la marge européenne, qui s'est traduit dans nos régions par l'enfouissement du domaine ultrabriançonnais sous des unités piémontaises déjà structurées. Les séries à caractère acceglien acquièrent ainsi leurs paragenèses de type schistes bleus à jadéite (Lefèvre et Michard, 1976).

C'est également à la fin de cette période que se produiraient les premiers rétrodéversements dans les zones les plus internes (Haccard et al., 1972 ; Grandjacquet et Haccard, 1975 ; Caron, 1977 ; Tricart, 1984).

3. L'Oligocène

À l'Oligocène, la nappe des Flyschs à Helminthoïdes du Parpaillon traverse le domaine briançonnais alors en cours de structuration (ou déjà déformé) (événement E de Tricart, 1984).

Le domaine des Schistes lustrés, déjà plissé "en retour" à la fin de l'Eocène pourrait subir une nouvelle structuration. Dans les actuelles Alpes ligures, les dépôts stampiens et aquitaniens cachettent les contacts entre les grandes unités (Briançonnais, massif de Savone, groupe de Voltri) et scellent les déformations à vergence interne (Haccard et al., 1972).

4. Le Néogène

Pour Tricart (1980, 1984), la dernière tectogénèse affectant le domaine piémontais prend place au cours du Miocène. Elle se marque par une accentuation du déversement des structures vers le côté interne de la chaîne. On peut lui attribuer la genèse des grands contacts plans (rétro-charriages) séparant actuellement les unités de Schistes lustrés et traduisant un important raccourcissement du domaine.

III .- CONCLUSIONS

A .- RAPPEL DES FAITS IMPORTANTS

Rappelons les principaux faits qui ont marqué l'histoire du domaine océanique téthysien, tels que nous avons pu les reconstituer le long de notre transversale ou à partir de données puisées dans la littérature alpine.

1. Première distension Lias - Dogger

La distension de la lithosphère continentale, induite par le début de la divergence entre les futurs blocs nord et sud-alpins, s'accompagne d'une remontée du manteau, de sa fusion partielle localisée et de la cristallisation en profondeur des premiers magmas extraits (gabbros). Sur les parties distales des futures marges (piémontaises externes), d'épaisses séquences marno-calcaires se déposent au fond de bassins subsidents.

2. L'apparition du fond océanique (Callovien - Oxfordien)

La poursuite de la distension continentale conduit tout d'abord à la mise à l'affleurement du manteau infra-continental par décoiffement progressif de la lithosphère sus-jacente, ou par diapirisme. Il en résulte l'apparition d'un fond océanique ultrabasique (lherzolites serpentinisées) immédiatement soumis à l'altération (ophicalcites) et au démantèlement sous-marin (brèches serpentineuses). De façon plus ou moins contemporaine, une importante tectonique dont les modalités restent à préciser, dilacère ce substratum et s'accompagne de la remontée et de la mise à l'affleurement de petites poches de magmas consolidés (gabbros).

3. Les épanchements basaltiques

À la suite d'une nouvelle pulsation distensive (ou compressive ?) des magmas basaltiques extraits des profondeurs du manteau percolent à travers celui-ci, traversent localement les gabbros déjà déformés et viennent s'épancher en surface pour former un tapis irrégulier. En un ou plusieurs points de ce domaine nouvellement océanisé, peut-être dans sa partie centrale, ces phénomènes plus continus et intensifs, permettent l'élaboration des futurs massifs ophiolitiques les plus complets des Alpes Occidentales (Viso, Rocciavre ...), que l'on peut ainsi considérer comme des fragments de "proto-dorsales".

4. Le dépôt des radiolarites et des calcaires (Oxfordien moyen à Berriasien)

La fin des épanchements basaltiques est datée par Radiolaires de l'Oxfordien moyen - Kimméridgien inférieur. L'ensemble du domaine recevra alors, comme d'ailleurs certaines parties des marges voisines, sa couverture caractéristique de calcaires fins (Malm - Berriasien) sous lesquelles apparaissent sporadiquement des niveaux plus ou moins épais de radiolarites (les calcaires sont toutefois plus abondants et continus dans le domaine ligure s.s. et dans la future unité océanique supérieure). La poursuite de l'activité tectonique dans le bassin se traduit par la mise en place de brèches ophiolitiques apparaissant actuellement au toit des coulées, ou au sein des carbonates.

Dans le domaine ligure et les futures unités piémontaises océaniques les plus internes, la sédimentation se poursuit au Crétacé inférieur par le dépôt des marno-calcaires et des schistes noirs (calcschistes et schistes noirs, Palombini et schistes du Val Lavagna).

5. La fermeture progressive du domaine océanique : le Crétacé

a. Un événement au Crétacé inférieur ?

Quelques faits permettent d'avancer, avec beaucoup de précautions, qu'une première tectogénèse (écaillages ou subduction intraocéanique) a pris place aux alentours de 130 Ma. A la faveur de cet événement, la partie située entre les futures unités supérieures du Viso et la marge européenne, aurait partiellement disparue. Des unités éclogitiques à métamorphisme très précoce en représenteraient les seuls témoins (unité du Passo Gallarino ; Carpéna, 1984).

b. Une obduction accompagnée d'écaillages océaniques au Cénomano-turonien

Au cours de cette étape, une partie relativement externe du bassin océanique, comprenant entre autres, les futures unités océaniques médiane et supérieure, vient recouvrir des nappes océaniques (futures unités supérieures du Viso et ses équivalents. Rocciavre, Lanzo ...) elles-mêmes chevauchantes sur la partie distale de la marge européenne (unités supérieures du Dora Maira). Ces deux derniers ensembles ainsi enfouis acquièrent alors leurs premières paragenèses HP-BT. Pour la totalité du domaine océanique restant, cette tectogénèse se traduit en surface par un écaillage de la lithosphère et la sédimentation des séries à blocs de roches vertes. A l'échelle de la chaîne, un même bassin de marnes gréseuses (futurs calcschistes du Crétacé supérieur) s'installe sur les régions correspondant aux futures séries de calcschistes piémontais d'origine interne (océanique) ou externe (continentale).

c. La fermeture totale du bassin océanique au Campanien - Maestrichtien basal

Au Campanien, le front majeur de tectogénèse gagnerait le domaine d'où proviennent les actuelles unités ligures. Dans notre hypothèse, celles-ci viennent chevaucher vers l'Ouest l'empilement édifié auparavant. Il en résulte l'apparition des premières paragenèses HP-BT dans les unités sous-jacentes non encore métamorphisées. La sédimentation des Flyschs à Helminthoïdes débute au Maestrichtien après le relâchement des contraintes de cette phase, dans un domaine compris entre les paléomarges apulienne et européenne maintenant rapprochées, à l'emplacement de la suture océanique. Cette phase correspondrait ainsi au début de la collision.

6. L'amplification des phénomènes de collision : le Tertiaire

La poursuite du serrage entre les masses continentales au cours de l'Eocène provoque le débordement vers l'Ouest d'une partie des unités sommitales (unités d'origine ligure s.s.) et le transport des unités de Schistes lustrés partiellement structurées sur les domaines ultrabriançonnais (Acceglio) qui acquièrent alors leurs paragenèses métamorphiques. L'écrasement du domaine pennique s'amplifie ainsi. La poussée du bloc continental apulien contraint la partie orientale de l'édifice à se plisser "en retour". Les premiers rétrodéversements apparaissent dans les profondeurs du bâti et dans sa partie orientale.

Au cours de l'Oligocène et du Néogène, ces phénomènes s'accroissent, les fronts tectogénétiques migrent par sauts successifs vers les zones alpines externes. Dans les domaines internes, les terrains piémontais sont soumis aux rétrochevauchements puis à des réajustements cassants qui les porteront progressivement à l'affleurement. C'est donc seulement au cours de cette période que l'édifice étudié tend à acquies sa géométrie actuelle. A la faveur de ces derniers événements, un volume important de terrains a probablement disparu par écaillage, il en résulte la mise en contact d'unités de provenance et d'histoire tectono-métamorphique différentes.

B. - LES TECTONIKES PRECOSES : LIAISON AVEC LA CINEMATIQUE JURASSICO-CRETACEE DU DOMAINE OUEST EUROPEEN

La cinématique des plaques a déjà fourni un canevas général largement utilisé pour expliquer l'histoire tertiaire du domaine alpin occidental (Dewey et al., 1973 ; Dietrich, 1976 ; Tapponnier, 1977 ; Biju-Duval et al., 1977 ; Frish, 1979 ; Coutelle et Duée, 1984, etc ...). Dans les reconstitutions antérieures, une faible part est généralement réservée aux événements d'âge crétacé, notamment aux déformations du Crétacé moyen. Nous proposons ci-dessous, une tentative de synthèse géodynamique, dans laquelle l'accent est mis sur les phases tectoniques correspondantes intéressant le domaine piémontais - ligure et ses abords continentaux immédiats. Nous verrons ainsi que pour rendre compte de ces événements, il n'est pas nécessaire de faire directement appel aux mouvements respectifs Europe - Afrique (qui se résument durant cette période à un coulisement accompagné d'une faible composante en compression), mais plutôt au propre jeu d'une plaque de dimension modeste : la plaque ibérique.

1. La cinématique du domaine ouest-européen et de l'Atlantique nord-central.

Les schémas de la figure 101 reprennent les contours des masses continentales pour la période allant du Lias à l'Eocène, tels qu'ils figurent dans Olivet et al. (1984).

A la fin du Lias, l'Océan Atlantique central dont l'expansion vient de commencer "chasse" l'Afrique vers l'Est. L'Apulie, alors liée au continent africain entame sa dérive en suivant ce même mouvement. Les domaines océaniques piémontais - ligure et nord-pennique apparaissent ainsi à la faveur d'une grande déchirure intracontinentale, probablement prédécoupée le long d'une zone fragilisée par les distensions triasico-liasiques.

Avant le Kimméridgien, ce domaine aurait atteint sa largeur maximale. Un léger déplacement de l'Ibérie vers l'Est pourrait rendre compte de la tectonique océanique du Jurassique supérieur. Mais cet événement est encore très incertain (Olivet, communication personnelle).

Durant le Crétacé inférieur, l'Afrique poursuit lentement sa dérive. Pour expliquer la cessation de l'accrétion océanique piémontaise, il est nécessaire de faire intervenir un découplage entre la plaque Apulie et le continent africain. Pour Biju-Duval et al. (1977) et le "groupe Téthys" (voir Ricou et al., 1985 et Dercourt et al., 1986), ce découplage existe ; il est, de plus, accentué par l'ouverture d'un nouvel océan, la Mésogée, séparant l'Afrique de l'Apulie. Cette dernière dériverait ainsi vers le Nord pour son propre compte. Dans le secteur correspondant aux futures chaînes de la Méditerranée occidentale, il semble possible de faire l'économie de cette nouvelle ouverture océanique.

Aux alentours de 110 Ma, une faible rotation antihoraire de l'Apulie, provoquée par un pivotement de l'Afrique lors de son déplacement vers l'Est, pourrait expliquer les compressions enregistrées dans le domaine alpin oriental. Un déplacement peu important de l'Ibérie vers l'Est, associé aux perturbations précédentes, pourrait également rendre compte de déformations très précoces dans le bassin piémontais océanique. Il est vrai, cependant, que les données actuelles de la cinématique ne sont pas très parlantes à cet égard.

Vers 100 Ma, un déplacement important de l'Ibérie (200 à 300 km) qui devient alors solidaire de l'Afrique, provoque l'emboutissement du bassin océanique liguro-piémontais par la marge nord-alpine. Cet événement correspond dans notre domaine à la genèse des séries à blocs et olistostromes d'ophiolites et dans l'Apennin à la mise en place des séries de type Casanova au Cénomano-turonien. Certaines unités de la marge disparaissent sous le substratum océanique (métamorphisme éclogitique aux alentours de 110 - 90 Ma). Ces mouvements sont synchrones de l'ouverture du Golfe de Gascogne.

Jusqu'au Campanien, le mouvement amorcé au Crétacé moyen s'amplifie puis s'atténue. Le hiatus océanique est ainsi nettement raccourci. Dans nos schémas subsiste une aire à fond océanique, au carrefour des plaques ibérique, européenne et apulienne. Ce domaine sera charrié à son tour vers l'Ouest, lors d'une phase campanienne probable.

Les bassins des Flyschs à Helminthoïdes s'installent alors sur les lieux de cette suture, alimentés par des détritiques sialiques en provenance des marges ainsi rapprochées.

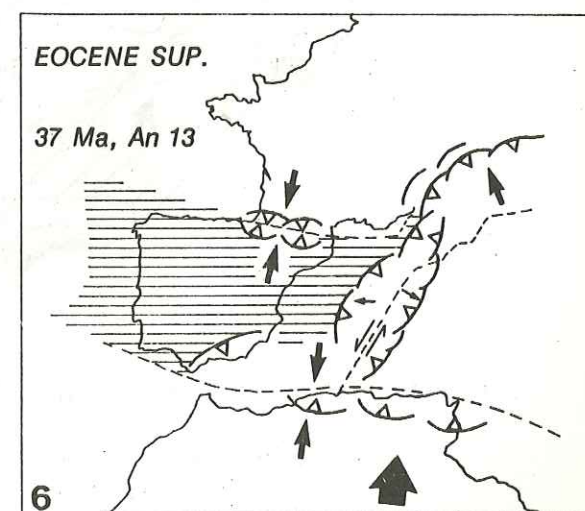
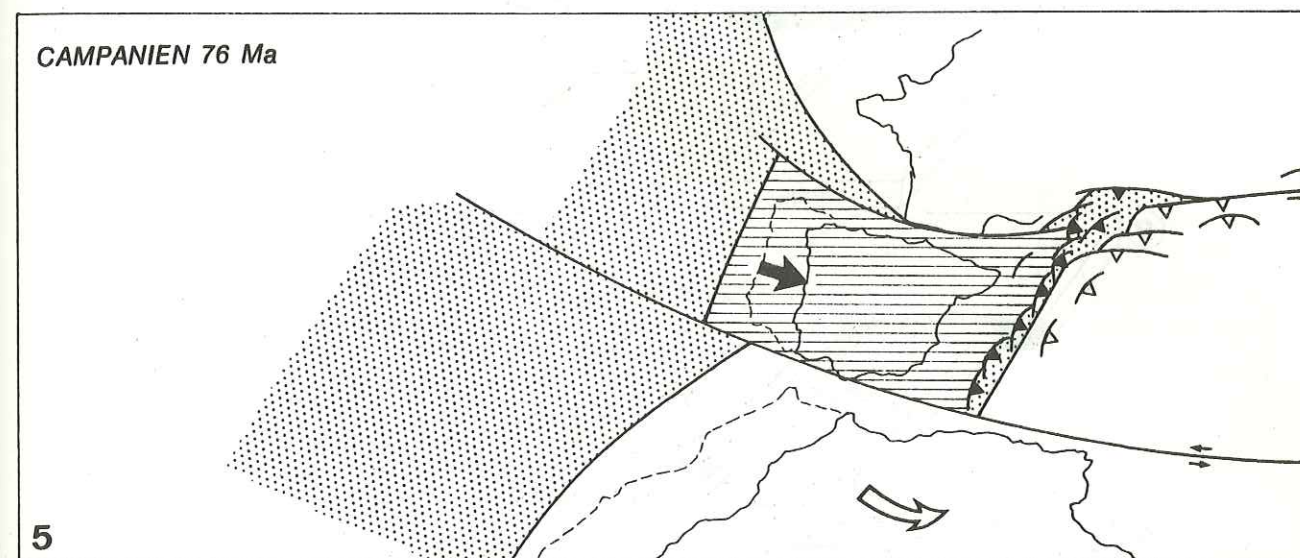
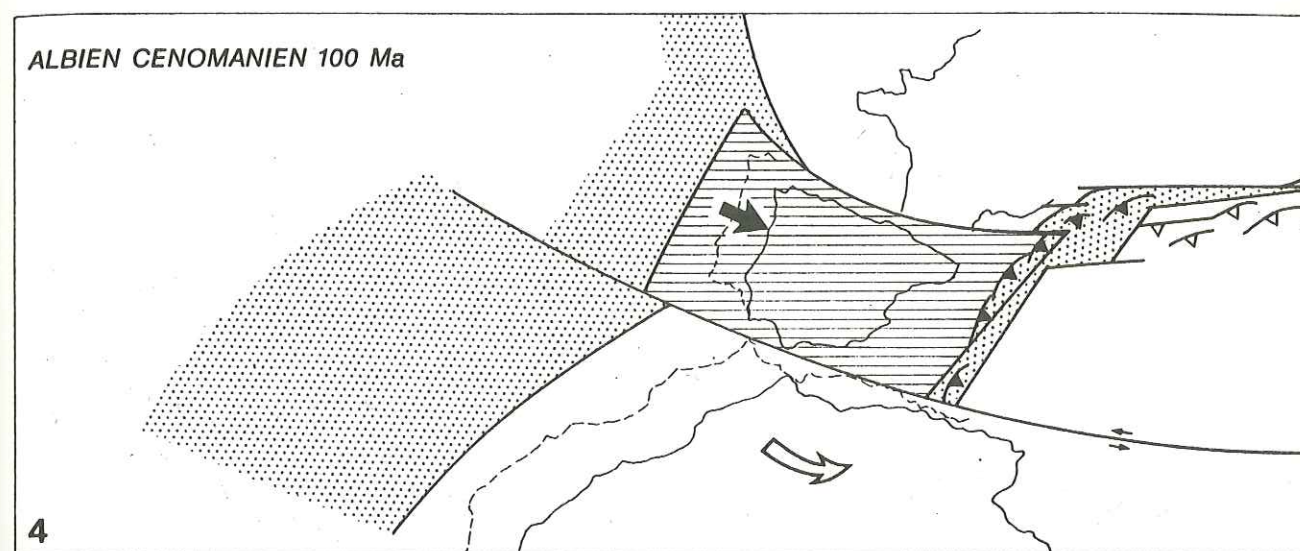
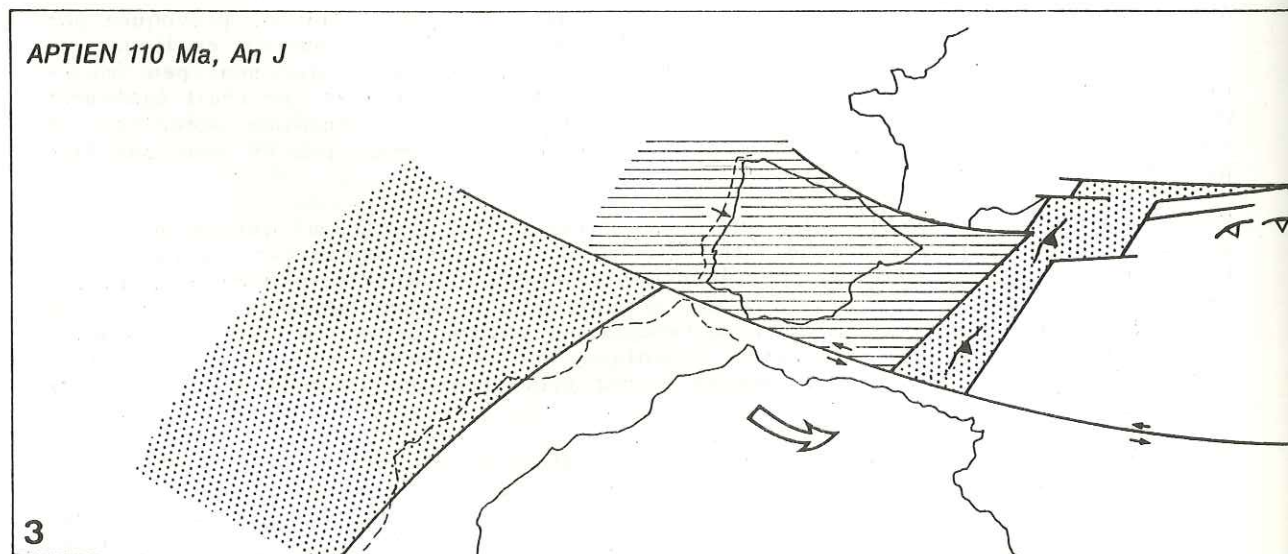
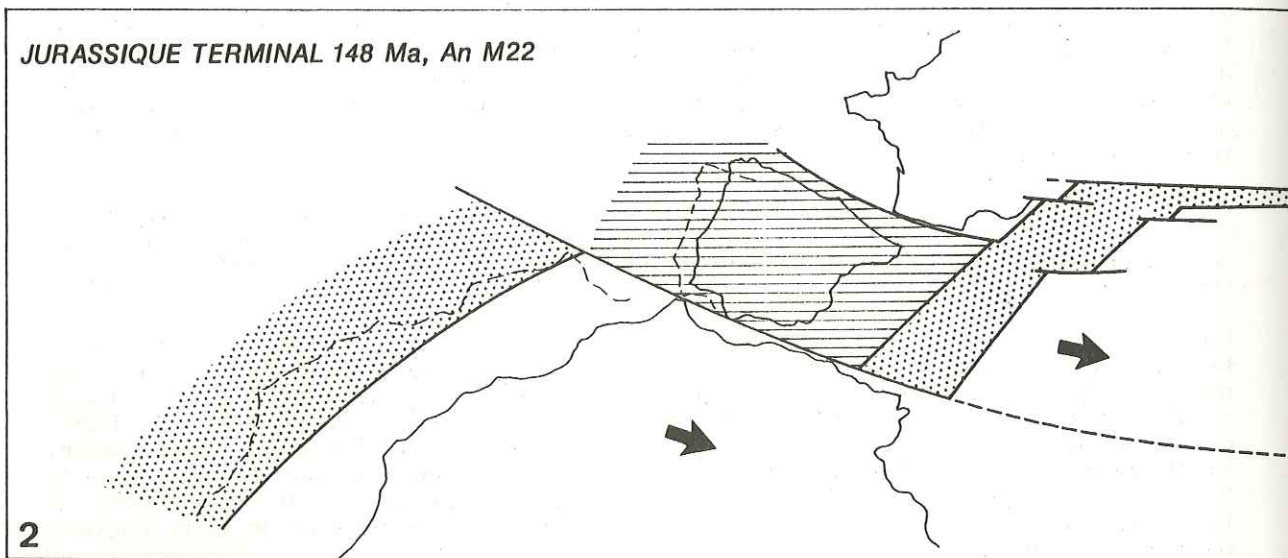
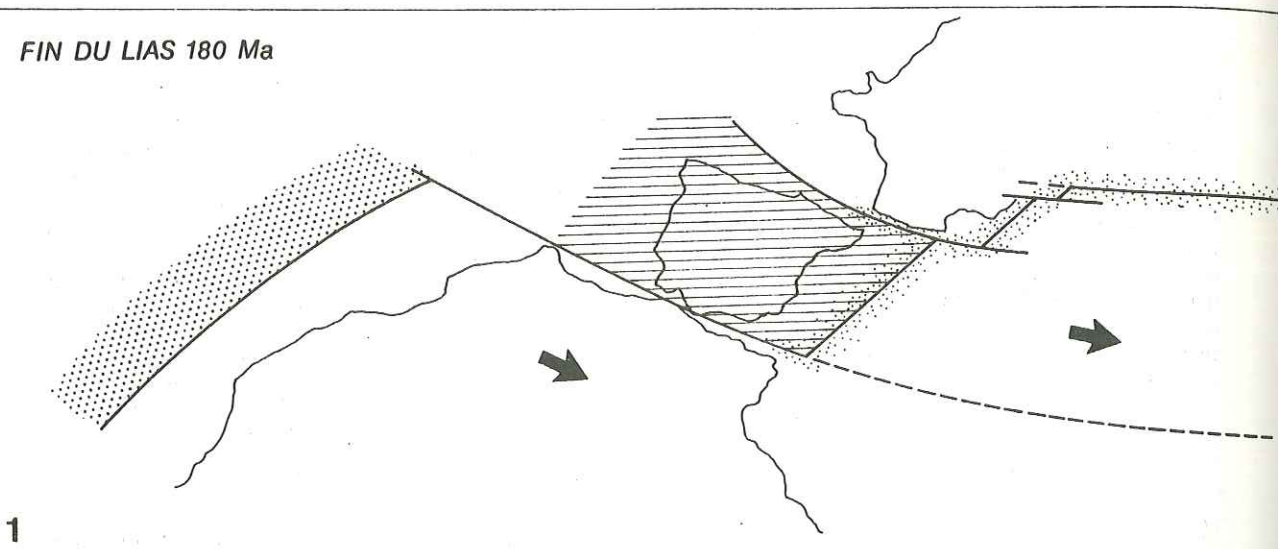


Fig. 101 .- Cinématique de l'Ouest-européen du Lias à l'Eocène. Rôle particulier joué par les mouvements relatifs entre l'Ibérie (hachuré) et l'Apulie. (en grisé : aires océaniques ; chevrons : front de déformation).

Commentaires dans le texte.

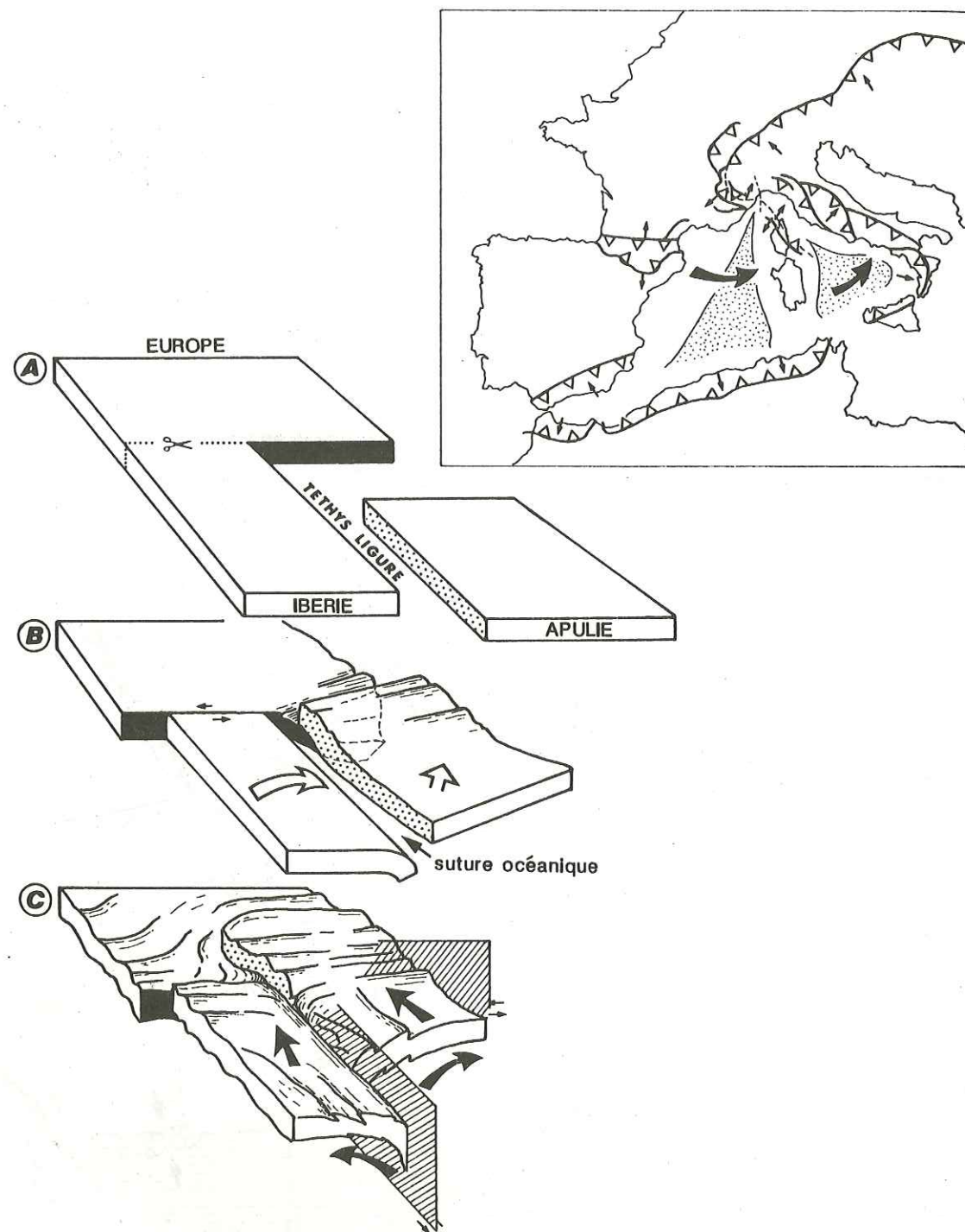


Fig. 102.- Schémas très simplifiés montrant l'évolution de la frontière Apulie - Ibérie lors de l'histoire des chaînes alpines.

A. Situation au Jurassique terminal.

B. Histoire crétacée : rapprochement Ibérie - Apulie, et collision Apulie - Europe dans les futures Alpes centro-orientales.

C. Histoire tertiaire : collision Ibérie - Europe et Apulie - Europe, et coulisement en compression, le long de la frontière Ibérie - Apulie.

En cartouche, cadre structural des régions ouest-européennes montrant les complications apportées au système par l'ouverture des néo-bassins méditerranéens (comparer avec la fig. 101-6).

Au Tertiaire s'instaure un nouveau régime totalement différent du précédent. L'Afrique ayant achevé son mouvement vers l'Est, entame sa remontée vers le Nord puis le Nord-Ouest. Le domaine correspondant aux futures Alpes Orientales reçoit alors la partie frontale de l'éperon apulien (austro-alpin). La limite ibéro-africaine se déforme et des nappes à vergence sud prennent naissance dans ces domaines (Maghrébides, Sicile, Calabre). La frontière apulo-ibérique qui jouait en compression franche au cours du Crétacé, fonctionne maintenant en transpression (Caby, 1973 ; Ricou, 1984).

Ceci pourrait expliquer, dès la fin de l'Eocène, le développement des rétrodéversements dans les domaines internes, par effet de débordement, de part et d'autre de cette frontière décrochante, conformément au modèle de la figure 102.

Les unités continentales sont ainsi progressivement repoussées vers le Nord et le Nord-Ouest. L'arc alpin acquiert peu à peu sa forme actuelle qu'accentuent les jeux multiples le long de grands décrochements (Ligne Insubrienne, Faille du Canavèse, accident de Sestri-Voltaggio, etc ...). L'ouverture des néo-bassins méditerranéens vient finalement compliquer ce dispositif.

2. Conclusions

Ces quelques schémas permettent de faire ressortir les points importants suivants :

- * L'histoire tectonique des domaines liguro-piémontais au Crétacé peut se concevoir comme le résultat du rapprochement des blocs ibérique et apulien, se terminant par la collision ibéro-apulienne ;
- * L'histoire tertiaire est, quant à elle, liée directement au rapprochement Afrique - Europe, qui s'effectue perpendiculairement aux mouvements précédents. L'ancienne suture crétacée joue alors, localement au moins, en décrochement et compression. La zone de collision et d'hypercollision est alors reportée au Nord et au Nord-Ouest où se produit le débordement du socle apulien (Alpes Orientales : austro-alpin, Alpes nord-occidentales : Dent Blanche). Ceci permettrait d'expliquer, en partie, l'opposition que nous notions entre les domaines alpins nord- et sud-occidentaux. Dans ces derniers, les tectoniques d'âge tertiaire, même si elles furent vigoureuses, n'ont pas été accompagnées par le recouvrement du socle apulien. L'ancienne suture crétacée y a été réactivée et violemment tordue, offrant aujourd'hui l'image d'un raccord complexe entre deux chaînes à déversements apparemment opposés, les Alpes et l'Apennin septentrional.

RUE MAURICE GIGNOUX
F 36031 GRENOBLE CEDEX
751 87 46 43

**LA COUVERTURE DES OPHIOLITES
D'ANTALYA (TURQUIE) :
UNE SERIE DETRITIQUE MISE EN PLACE
AU COURS DE L'OBDUCTION**

CHAPITRE I

LES OPHIOLITES D'ANTALYA

PRESENTATION GENERALE

CADRE REGIONAL

I .- LES OPHIOLITES D'ANTALYA : TERMINAISON OCCIDENTALE DU CROISSANT OPHIOLITIQUE PERI-ARABE

A .- LES OPHIOLITES DU MOYEN-ORIENT

Dans le Moyen-Orient, de la Turquie au sultanat d'Oman, les ophiolites s'alignent selon des ceintures, jalonnant de façon plus ou moins stricte la limite entre les continents eurasiatique et africain. La plus méridionale de celles-ci est bien dessinée sur le pourtour septentrional de la plate-forme arabe et comprend de l'Ouest vers l'Est, les massifs ophiolitiques du Hatay-Baër Bassit (Syrie - Turquie), un assemblage de nappes affleurant dans les "plis bordiers turcs", les montagnes du Kurdistan dans le Zagros, les massifs de la région de Neyriz (Iran), et les ophiolites d'Oman (Mésorian, 1973). Le terme "croissant ophiolitique péri-arabe" a été créé par Ricou (1971).

Vers l'Ouest, cette ceinture peut être prolongée sans ambiguïté vers les ophiolites du Troodos (Chypre), des nappes d'Antalya et du Taurus Lycien (de Graciansky, 1972) où elles sont charriées avec des terrains de la marge africaine (axe calcaire du Taurus, Ricou et al., 1975).

Quels que soient les massifs considérés, de nombreux arguments de terrain permettent de montrer que la mise en place des ophiolites sur la marge arabo-africaine s'est effectuée au cours du Crétacé supérieur - terminal (Campanien à Maestrichtien).

Les arguments géologiques directs (autres que ceux fournis par les datations isotopiques) sont de deux ordres :

1. L'âge des couvertures sédimentaires communes aux ophiolites et à l'autochtone.

Dans de nombreuses régions, des sédiments viennent recouvrir simultanément les ophiolites écaillées et les séries de la marge autochtones plus ou moins déformée. Il s'agit dans la plupart des cas, de dépôts carbonatés d'eau peu profonde, parfois conglomératiques, d'âge Maestrichtien constant, visibles d'Oman jusqu'à Chypre (Ricou, 1971 ; Glennie et al., 1973 ; Monod et al., 1974 ; Delaune-Mayère et al., 1977 ...).

2. L'âge des olistostromes ophiolitiques (mélanges) couronnant les séries de l'autochtone.

Un trait stratigraphique remarquable des terrains qui composent actuellement l'ancienne marge arabo-africaine est l'existence, dans de nombreuses séries, de niveaux détritiques ophiolitiques (olistostromes souvent serpentineux) datés du Sénonien (Campanien - Maestrichtien). De tels horizons sont particulièrement développés en Lycie (Wildflyschs et "mélanges") où ils contiennent en outre des éléments tectonisés de la marge (calcaires, schistes, etc ... ; de Graciansky, 1977), dans toute la chaîne des Taurides (Monod et al., 1979 ; Delaune-Mayère et al., 1977 ; Tekeli et al., 1982), dans les Zagrides (Ricou, 1971), en Oman (Glennie et al., 1973 ; Gansser, 1974).

Ces niveaux, qui apparaissent généralement en contact stratigraphique avec des carbonates du Crétacé supérieur, se sont mis en place dans un "bassin sénonien", créé au front des nappes ophiolitiques en cours d'obduction.

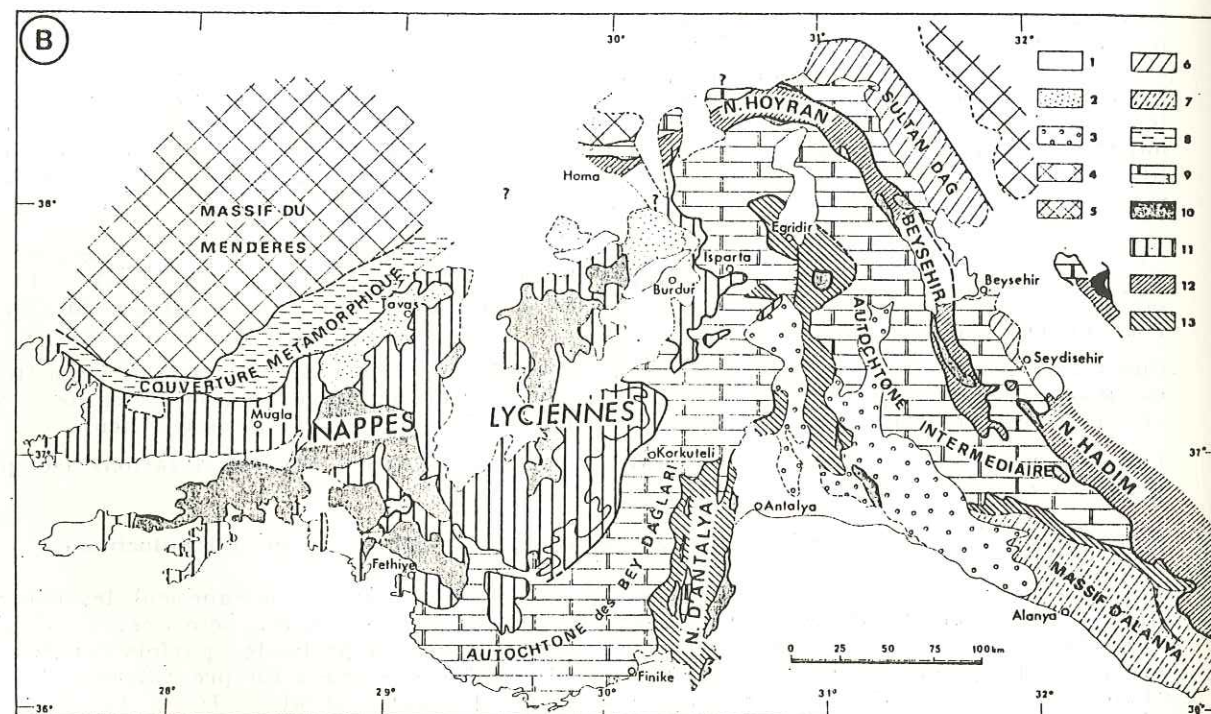
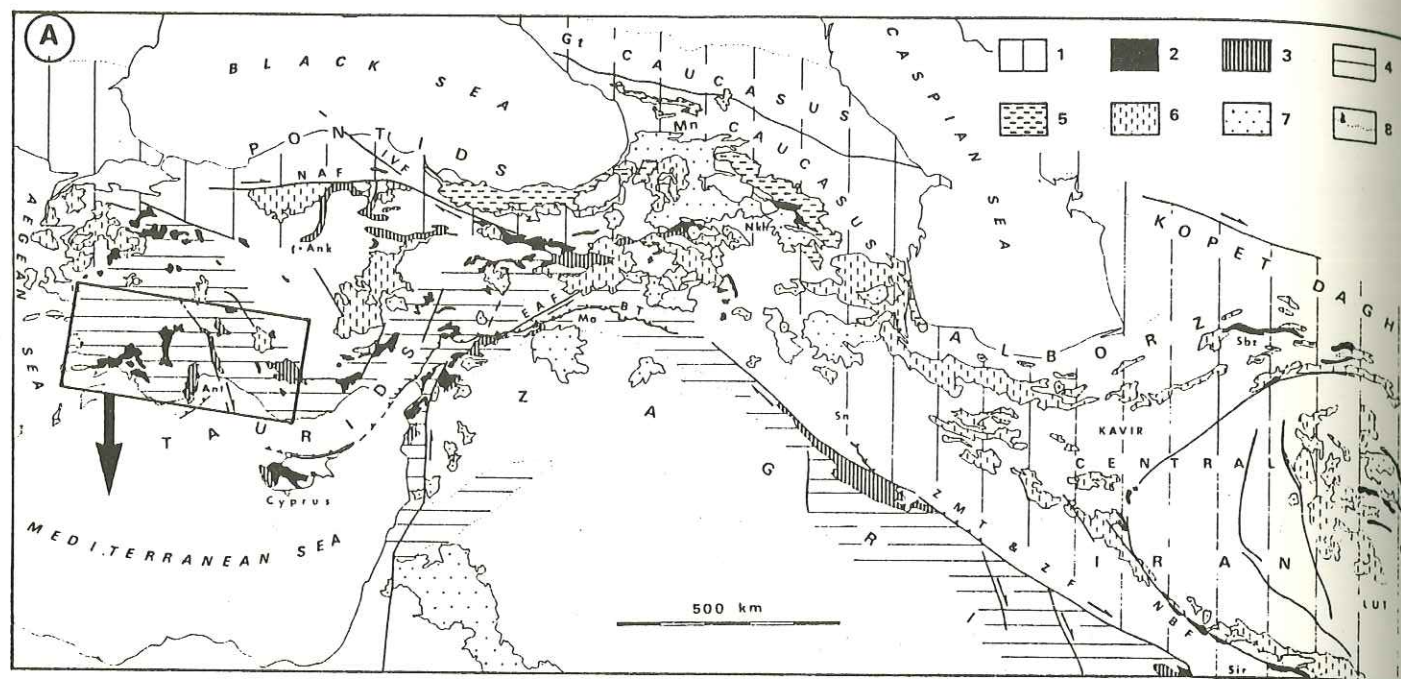


Fig. 103 .- Les nappes d'Antalya dans leur cadre structural.

A. Principaux traits structuraux du Moyen-Orient. Extrait d'une carte de Adamia et al. (1980).

1. Eurasie ; 2. ophiolites ; 3. mélanges ophiolitiques et radiolarites ; 4. marge arabo-africaine ; 5. volcanisme mésozoïque ; 6. volcanisme tertiaire ; 7. volcanisme quaternaire ; 8. front des déformations alpines.

B. Schéma structural des Taurides occidentales (extrait de Brunn, 1974).

1. Quaternaire et Néogène récent ; 2. Oligo-Miocène ; 3. Miocène d'Antalya ; 4. massifs métamorphiques internes ; 5. schistes et porphyroïdes de Homa-Sandikli ; 6. Paléozoïque (Cambro-Ordovicien) du Sultan Dag ; 7. massif métamorphique allochtone d'Alanya ; 8. couverture métamorphique du massif du Menderes ; 9. séries autochtones mésozoïques et tertiaires ; 10. péridotites et autres ophiolites ; 11. nappes lyciennes ; 12. nappes du Taurus occidental ; 13. nappes d'Antalya (y compris les ophiolites effusives, pillows-lavas, etc. ... interstratifiées dans le Trias supérieur).

Nous retiendrons donc ici que la première mise en place tectonique des ophiolites du Moyen-Orient, sur la marge arabo-africaine, s'est produite dans un Crétacé supérieur élevé (Campanien à Maestrichtien). Ce qui ne signifie pas qu'il n'a pas existé auparavant de phénomènes compressifs importants au sein du bassin océanique.

Avec les olistostromes sénoniens, un autre trait remarquable des ophiolites du Moyen-Orient est en effet leur constante association avec des semelles métamorphiques. Celles-ci sont interprétées comme résultant d'un métamorphisme infra-nappe, s'appliquant à des séquences volcanosédimentaires (laves alcalines et/ou tholéitiques, calcaires, radiolarites) représentant des fragments tectonisés d'une couverture primitive des ophiolites (Parrot et Whitechurch, 1972 ; Caki et al., 1978). Les âges obtenus pour le métamorphisme de ces semelles (metamorphic soles) sont systématiquement plus anciens de 20 à 30 Ma, que l'âge de l'obduction (Thuizat et al., 1980). Ces semelles sont, en outre, traversées par des dykes basaltiques absents des séries de la marge (Whitechurch, 1986). Ceci démontre qu'un premier écaillage intraocéanique a affecté le substratum téthysien avant la véritable obduction sur la marge. Pour Whitechurch (1987), cet écaillage a pu s'initier le long de zones de fracture, à la limite entre manteau serpentinitisé et manteau péridotitique "frais" (Moho sismique). L'épaisseur des amphibolites des semelles est localement importante, ceci permet de penser que la partie effusive (laves en coussins) de la croûte océanique infra-nappe a été elle aussi largement écaillée et incorporée pour partie à ces unités métamorphiques.

B .- AGE DES OPHIOLITES DU MOYEN-ORIENT

Les ophiolites du Moyen-Orient sont souvent incomplètes ou fortement écaillées ; il est alors fréquent que la partie effusive soit absente. De ce fait, les datations paléontologiques directes sur les sédiments associés aux laves sont rares.

Des radiolaires extraits des "Terres d'ombre" de Chypre, en couverture des pillow-lavas, sont d'âge Turonien (Blome and Irwin, 1985). Dernièrement, des radiolaires du Campanien inférieur étaient découverts dans des sédiments analogues coiffant les laves en coussin de la nappe du Semail en Oman (Schaaf et Thomas, 1986).

Ces datations directes viennent compléter les nombreuses données radiométriques obtenues sur les roches grenues et effusives des cortèges ophiolitiques, indiquant pour celles-ci une formation s'échelonnant entre 150 et 70 Ma, avec un maximum aux alentours de 70 - 80 Ma (voir synthèses et références dans Delaloye et al., 1980 et Whitechurch et al., 1984). Dans le cas particulier des ophiolites d'Antalya, un âge K/Ar de 80 Ma a été obtenu pour la cristallisation des amphiboles des cumulats (Montigny et al., 1983).

II .- LES OPHIOLITES D'ANTALYA DANS LEUR CONTEXTE STRUCTURAL

A .- LES NAPPES D'ANTALYA

La Turquie occidentale peut être divisée en trois grandes régions (fig. 130) ;

- au Nord, la terminaison Ouest de la chaîne des Pontides ;
- au Centre, le massif cristallin des Mendères et sa couverture mésozoïque métamorphique ;
- au Sud, les Taurides occidentales, dans lesquelles on distingue à l'Ouest du Golfe d'Antalya (fig. 103) (Brunn et al., 1971) :
 - . Les nappes lyciennes (unités sédimentaires et nappe de péridotites), charriées vers le Sud ;
 - . l'autochtone calcaire des Bey Daglari (jalon occidental de l'"axe calcaire du Taurus" ;
 - . les nappes d'Antalya (unités sédimentaires et nappes d'ophiolites).

Les nappes d'Antalya ne constituent donc qu'une petite pièce d'un vaste puzzle. Il s'agit pourtant d'un assemblage extrêmement complexe, dans lequel on peut schématiser :

quement distinguer, d'après Marcoux in Delaune-Mayère et al. (1977) :

- une nappe inférieure, s'appuyant tectoniquement sur l'autochtone (relatif) des Bey Daglari, comprenant des séries mésozoïques de marge interne à volcanisme triasique alcalin (écaïlles de l'Alakir-Cay) ;
- une nappe médiane constituée par des séries apparentées aux précédentes ;
- une nappe supérieure dont l'unité la plus représentative (unité de Kemer) montre une série sédimentaire complète de l'Ordovicien au Crétacé ;
- les ophiolites sont pincées à l'Ouest (Alakir - Cay) entre les nappes inférieure et médiane. A l'Est, elles apparaissent en contact faillé contre des termes de la nappe supérieure.

La structure actuelle des nappes d'Antalya résulte d'une évolution polyphasée. Une tectonique tangentielle d'âge maestrichtien conduit à un premier empilement, écaillé et déformé à son tour par des charriages et des plissements tertiaires à vergence nord.

B.- LE CONFLIT AUTOUR DES NAPPES D'ANTALYA - INTERNISTES, EXTERNISTES ET ULTRA-AUTOCHTONISTES

L'équipe française animée par J.H. Brunn (Brunn et al., 1971) qui déchiffrait la structure complexe de la chaîne taurique se trouva scindée, en 1974, en deux groupes (voir Brunn, 1974). Pour les uns, défendant les conceptions initiales, les nappes d'Antalya sont issues d'un bassin "externe", le bassin pamphylien (Dumont et al., 1972), et se sont mises en place du Sud vers le Nord (Monod et al., 1974). Pour les autres (Ricou et al., 1974), rompant alors avec les idées admises, ces nappes sont issues d'un domaine plus "interne", un bassin téthysien septentrional ; elles ont donc progressé du Nord vers le Sud, par dessus l'autochtone des Bay Daglari, conformément au sens de charriage retenu pour les nappes lyciennes (de Graciansky, 1972).

Deux sous-écoles voyaient ainsi le jour, les internistes et les externistes. Tous démontrent néanmoins le caractère très allochtone de ces terrains et insistent sur la présence de grands chevauchements plats.

Une néo-école anglaise (Robertson et Woodcock, 1980, 1981) niant l'existence des grands contacts anormaux, vint compliquer les débats en proposant une origine très locale des ophiolites. Celles-ci auraient été portées dans leur position actuelle à la faveur de mouvements transcurrents. A l'évidence, ces ultra-autochtonistes n'ont pas considéré la complexité structurale de ces terrains et firent peu de cas des travaux antérieurs.

C.- LES OPHIOLITES DES NAPPES D'ANTALYA

Les ophiolites affleurent dans deux secteurs distincts : à l'Ouest, à proximité de l'autochtone des Bey Daglari (Alakir Cay) et à l'Est, le long du Golfe d'Antalya (zone de Cirali - Tekirova - Kemer) (fig. 104).

Elles ont été étudiées sous l'angle cartographique, pétrographique et structural par T. Juteau (1975). L'auteur y reconstitue une séquence ophiolitique presque complète montrant de bas en haut : les péridotites du manteau, des cumulats ultrabasiques et gabbroïques, des gabbros isotropes et un complexe de dyke. Il note en outre que cet assemblage grenu est tectoniquement associé à des laves en coussins datées par fossiles du Trias (Marcoux, 1970). Le problème des relations génétiques entre ces laves et le reste du complexe ophiolitique s'est posé dès le début des études de terrain. Dans sa thèse (Juteau, 1975), l'auteur démontre les affinités alcalines des volcanites et tholéitiques de l'assemblage grenu ; l'âge de ce dernier étant inconnu, il fut rapporté alors à un épisode magmatique antérieur à la mise en place des laves alcalines, s'établissant donc sur une croûte océanique tholéitique plus ancienne. Ces affinités géochimiques furent confirmées par des études plus spécialisées (Montigny, 1975). Puis l'âge crétacé des roches grenues du complexe fut établi (méthode K/Ar, sur minéraux : Thuizat et Montigny, 1979 ; Montigny et al., 1983). Il est ainsi apparu clairement que les laves alcalines triasiques et les sédiments associés sont en fait des témoins d'un rifting triasique, bien antérieur à la genèse des ophiolites s.s. Cet épisode est maintenant bien connu à travers toute la Méditerranée orienta-

le, il est par exemple représenté dans les "exotics" d'Oman, qui sont des écaïlles de volcanites triasiques charriées au front de la nappe du Semail et superposées tectoniquement à l'ensemble "Hawasina" (Glennie et al., 1974).

Les termes les plus élevés de la séquence ophiolitique d'Antalya sont donc représentés par des affleurements du complexe de dykes. Il n'est pas certain, toutefois, que ceux-ci soient partout en position "normale". Beaucoup d'entre eux constituent en effet de vastes panneaux hectométriques emballés dans une brèche ophiolitique constituée par l'accumulation de débris de roches plutoniques (gabbros et dolérites). Ces brèches, découvertes par Juteau et Marcoux (Juteau, 1975), font l'objet de ce travail ; je les décrirai longuement par la suite.

D'autres études sont venues compléter nos connaissances sur les ophiolites d'Antalya. L'analyse détaillée des cumulats a permis de montrer que l'ensemble plutonique résulte de la cristallisation d'intrusions répétées dans la chambre magmatique (cumulats cycliques) et ne doit pas être considérée, de ce fait, comme une simple macro-séquence (Juteau et Whitechurch, 1980). Une approche structurale très détaillée permettait de montrer l'existence dans les tectonites, d'une foliation S1 de haute température et d'une linéation associée, conduisant ainsi à restituer l'orientation de la paléo-zone d'accrétion (Juteau et al., 1977). Reuber et al. (1984) complétaient ces données en décrivant une seconde foliation S2, plus "froide", sécante sur la première, se développant dans des couloirs mylonitiques d'épaisseur kilométrique à centimétrique, sub-verticaux et perpendiculaires au plan axial de la paléozone d'accrétion. Les auteurs en déduisent que les ophiolites d'Antalya sont originaires d'un domaine océanique représentant une paléo-dorsale développée à proximité immédiate d'une zone de fracture océanique.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

18 AOUT 2003

CHAPITRE II

LES BRECHES OPHIOLITIQUES DE LA REGION DE KEMER

DESCRIPTION ET INTERPRETATION

I .- INTRODUCTON

Au cours de leurs levers géologiques dans la région bordant le Golfe d'Antalya, Marcoux et Juteau découvrirent de vastes affleurements de brèches et arénites ophiolitiques formant localement des reliefs ruiniformes spectaculaires (in Juteau, 1975) (planche 4).

En 1983, sur invitation de ces auteurs et de H. Whitechurch, j'entreprenais en leur compagnie, l'examen détaillé de ces affleurements, au Sud-Ouest de Kemer, autour de la petite bourgade de Agva (fig. 104). Là, les brèches grossièrement litées et souvent verticalisées, s'appuient stratigraphiquement sur les ophiolites, selon des contacts fortement pentés. Notre cartographie de détail (fig. 104) a permis de montrer que les ophiolites proprement dites ne sont réduites qu'à d'étroites lanières limitées sur une de leurs faces, par des failles subverticales. Ce travail a été publié dernièrement (Lagabrielle et al., 1986).

II .- STRATIGRAPHIE DE L'ENSEMBLE BRECHIQUE

Nous avons reconnu quatre formations principales au sein de l'ensemble bréchique. Ces distinctions sont essentiellement fondées sur la nature des éléments remaniés au sein de chaque formation ; les subdivisions proposées s'appuient également sur l'existence de discontinuités stratigraphiques très nettes. L'épaisseur totale mesurée de la séquence dépasse localement 1000 m. (fig. 105).

A .- LA FORMATION DU KIZIL TEPE (fig. 106A)

Cette formation détritique repose directement sur des harzburgites serpentinisées ou très localement sur des gabbros (à l'Ouest de la zone cartographiée) (fig. 104). Elle est systématiquement monogénique et sa composition reflète rigoureusement celle de son substratum.

Lorsqu'elle apparaît en couverture des harzburgites, ses niveaux détritiques de base sont des siltites, des arénites et des rudites serpentineuses. Les horizons les plus fins, qui évoquent une poussière serpentineuse consolidée, sont systématiquement situés à sa base. Ils renferment quelques clastes centimétriques de serpentinites, ainsi que des fragments de pyroxènes "frais" détritiques. Localement, les siltites s'insinuent au fond de fractures ouvertes dans le substratum.

Ce premier ensemble (Kizil Tepe, faciès A) peut atteindre localement 30 m. d'épaisseur. Il lui fait suite, un assemblage plus chaotique, mais néanmoins stratifié, composé d'une succession de bancs d'épaisseur plurimétrique de brèches serpentineuses (Kizil Tepe, faciès B). La taille des blocs y atteint parfois plusieurs décimètres. Un chenal de brèches gabbroïque entaille un de ces bancs, sur le flanc occidental du Kizil Tepe.

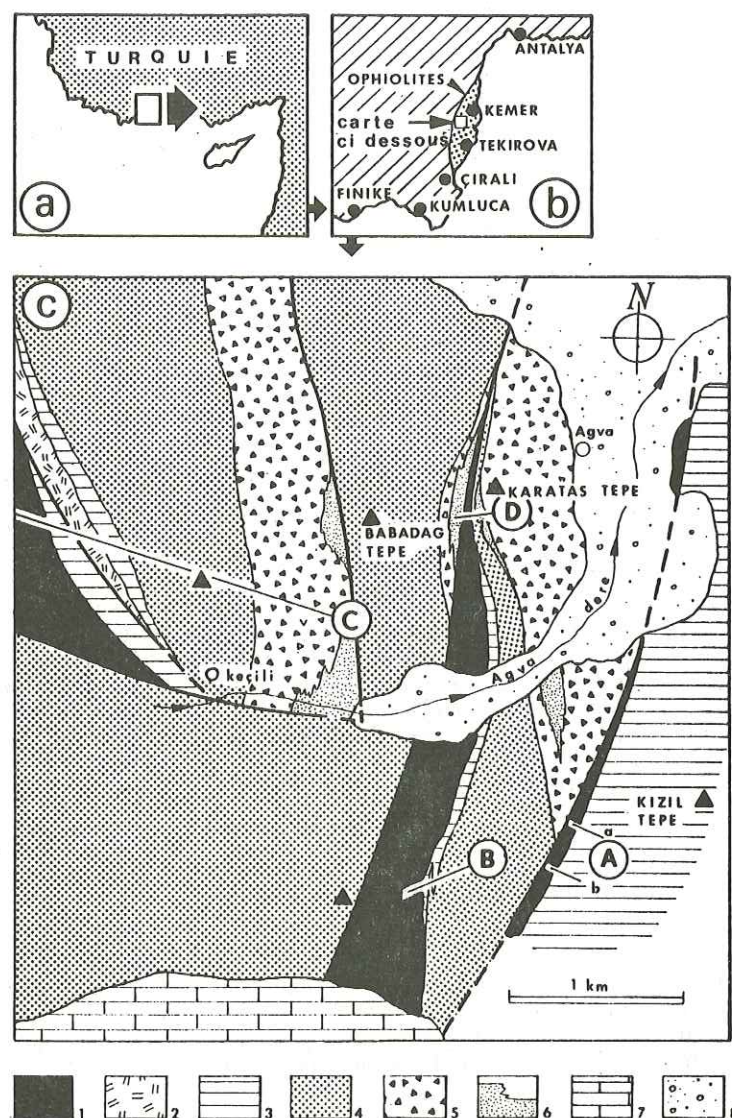


Fig. 104 .- Carte géologique de la région étudiée, au Sud-Ouest de Kemer (c).

a et b. Localisation.

1. Harzburgites plus ou moins serpentinisées ; 2. gabbros ; 3. formation du Kizil Tepe ; 4. formation du Kuzdere ; 5. formation du Karatas ; 6. grès ophiolitiques (Fm. de Keçili) ; 7. tables calcaires tertiaires discordantes ; 8. Quaternaire.

Une formation équivalente, mais presque exclusivement gabbroïque, recouvre directement les gabbros affleurant au nord-ouest de Keçili (fig. 104 et 106 C). Elle se présente comme une brèche mal triée, dans laquelle des blocs anguleux de cumulats sont liés par une poussière d'arénites gabbroïques. Nous y avons découvert un bloc de harzburgite traversé par un filonit doléritique. De tels filonets sont fréquents au sein de l'assemblage grenu d'Antalya qu'ils traversent à l'emporte-pièce (Juteau et al., 1977). Ils sont également caractéristiques de l'ensemble des ophiolites turques. Ils ont fourni localement des âges voisins de 80 Ma (Antalya, nappes lyciennes et massif de Pozanti - Kersanti ; Montigny et al., 1983).

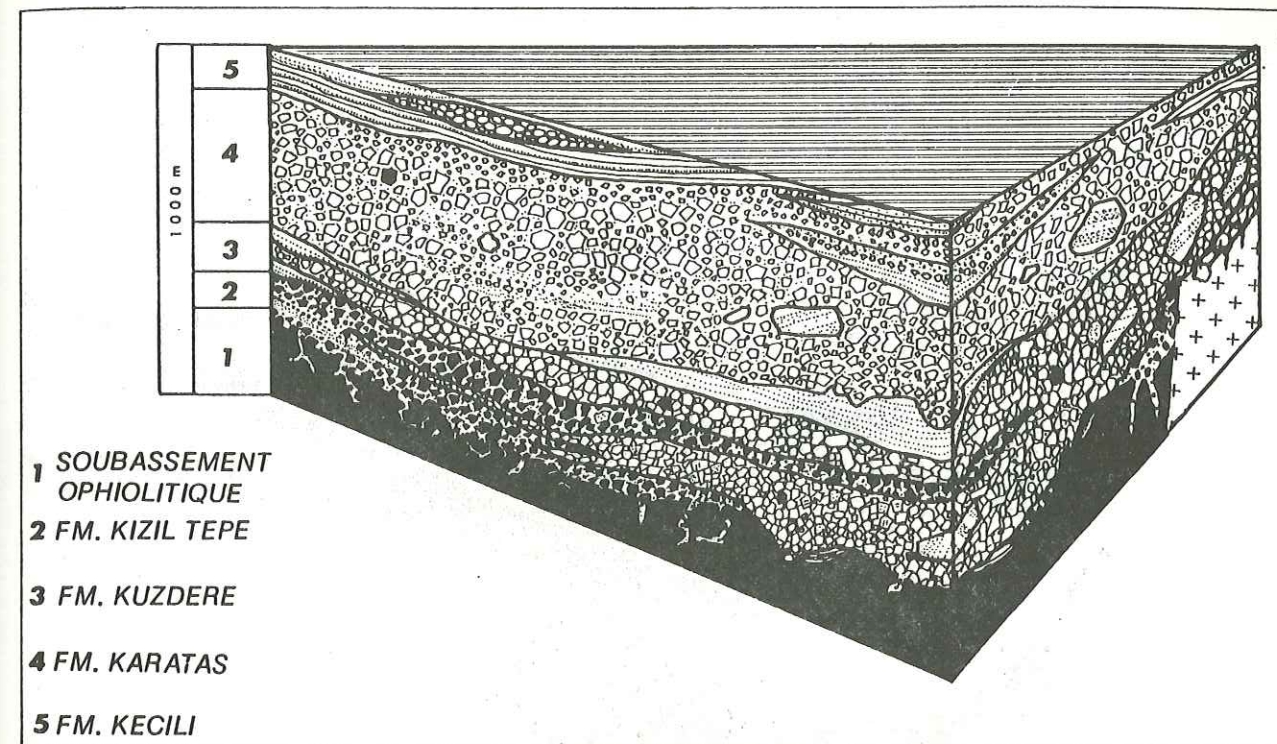


Fig. 105 .- Bloc diagramme schématisé montrant la structure interne du corps bréchique.

B .- LA FORMATION DU KUZDERE (fig. 106B)

Il s'agit d'une accumulation chaotique de blocs centimétriques à hectométriques de dyke-complex auxquels s'ajoutent, en moindre abondance, des fragments de gabbros isotropes et des épandages de débris de laves. La matrice, peu abondante (les blocs sont souvent jointifs) est constituée par un grès représentant une dolérite pulvérisée. Cette formation peut atteindre 400 m d'épaisseur. Plus au Sud, en dehors du secteur analysé, cette brèche emballe des panneaux monumentaux de dyke complex (500 m d'extension) (Juteau, communication personnelle).

La Formation du Kuzdere repose indifféremment sur la formation du Kizil Tepe ou sur les harzburgites. Dans tous les cas observés, le contact de base est de type érosif, et l'on peut reconnaître localement d'anciens chenaux (fig. 106B). La mise en place rapide de ces détritits fut donc précédée, ou s'est accompagnée d'un important décapage du substratum préexistant.

Par place, notamment sous le Karatas Tepe, la formation du Kuzdere est recouverte par des grès ophiolitiques granuloclassés à fragments carbonatés, montrant de belles stratifications obliques et entrecroisées. Ces figures témoignent de l'intervention de courants de traction et montrent que le milieu de dépôt possédait une énergie élevée.

C .- LA FORMATION DU KARATAS (fig. 106 C et D)

La formation du Karatas est une brèche polygénique, très grossièrement litée de 200 à 400 m d'épaisseur. Elle surmonte en discordance les brèches du Kizil Tepe, du

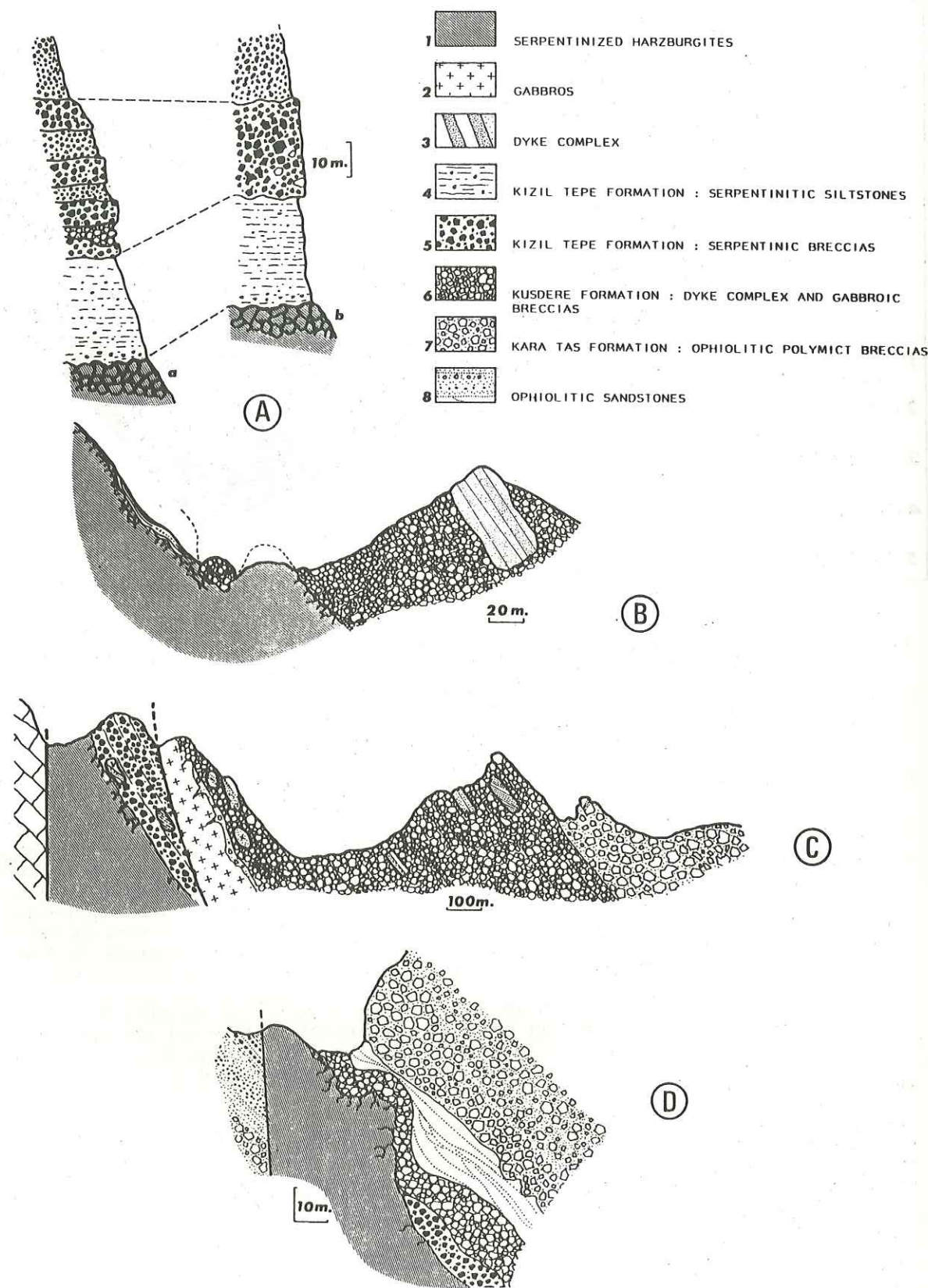


Fig. 106 .- Quelques coupes détaillées dans le secteur étudié (repérées sur la figure 104).

Kusdere ou les grès ophiolitiques à éléments carbonatés. Sous le flanc ouest du Karatas Tepe, la base de cette formation s'insinue au sein des grès ophiolitiques sous-jacents, dessinant ainsi de vastes structures en lobes ou en flammes, d'extension plurimétrique (planche 4). Ces figures peuvent s'apparenter à du diapirisme synsédimentaire, elles peuvent également témoigner d'une érosion différentielle active, précédant le dépôt des brèches du Karatas.

La brèche renferme les constituants de la formation du Kusdere, auxquels s'ajoutent dans un grand désordre, de nombreux éléments étrangers :

- des fragments de cherts à radiolaires (1),
- des galets volcaniques (Trias ?),
- des blocs d'une brèche ophiolitique à ciment carbonaté,
- quelques rudistes parfois entiers (planche
- des fragments de rudistes,
- des lentilles métriques de marnes gréseuses.

L'ensemble est cimenté par un grès "calcaréo-ophiolitique". Les Rudistes déterminés par M. Sornay (Paris) sont d'âge maestrichtien moyen. Cet âge est identique à celui obtenu sur des pollens contenus dans des grès ophiolitiques (Yilmaz, 1981).

La présence de rudistes entiers, de galets, de fragments de brèches et l'abondance des débris carbonatés sont autant d'indices montrant qu'une partie des ophiolites se trouvait alors dans un environnement littoral proche de l'émergence. Les rudistes proviennent vraisemblablement du démantèlement d'une plate-forme récifale coiffant un relief ophiolitique sous-marin. La découverte de pollens (Yilmaz, 1981) confirme cette interprétation.

D .- LA FORMATION DE KECILI

Cette formation apparaît au sommet des brèches du Karatas, avec lesquelles elle est localement interstratifiée (fig. 105). Il s'agit essentiellement de grès et conglomérats ophiolitiques polygéniques dont les composants sont identiques à ceux des brèches de la formation sous-jacente.

Les grès ont été découverts et analysés par J. Marcoux. Leurs constituants sont variés. En lame mince, on y observe :

- des fragments de dolérites, de gabbros, de serpentinites et de laves ;
- des pyroxènes et plagioclases détritiques ;
- des débris de test de rudistes ;
- des Foraminifères benthiques peu remaniés d'âge Maestrichtien (*Orbitoides media*, d'Archiac ; *Siderolites calcitrapoïdes* Lamarck, dét. J. Butterlin, Paris) ;
- des fragments de roches calcaires.

Ils s'agencent généralement selon des lits d'épaisseur décimétrique, granuloclassés, présentant de fréquentes figures sédimentaires (stratifications entrecroisées, auto-remaniement, failles inverses synsédimentaires ..., planche 4).

(1) Les quelques radiolaires qui ont pu être extraits sont mal conservés. Néanmoins, A. Schaaf y a reconnu une espèce identifiable : *Hsuum cf. H. Maxwelli* indiquant le Callovo-Oxfordien. Nous avons pensé que ces radiolarites pouvaient représenter des résidus d'une couverture océanique ancienne. Effectivement, des roches semblables contenant d'ailleurs les mêmes espèces constituent de puissantes assises dans les séries sédimentaires de la marge (Marcoux, communication personnelle ; Yilmaz, 1981).

III.- INTERPRETATION : L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DIRECT DES TECTONIQUES AFFECTANT L'OPHIOLITE.

A.- AGE DES BRECHES DE KEMER, VOLUME DES DEPOTS.

L'âge minimal du dépôt des brèches de Kemer est fourni par des datations paléontologiques directes concordantes (Foraminifères, Pollen et Rudistes) indiquant le Maestrichtien. Toutefois, les seules datations par Rudistes ne sont pas réellement fiables, puisque, nous l'avons vu, il s'agit de faunes remaniées. En revanche, les âges palynologiques (Maestrichtien moyen ; Yilmaz, 1981) sont plus fiables. Ils intéressent la partie sommitale des brèches (formations du Karatas et de Keçili).

Les premiers épandages de brèches ont pu se produire dans un Campanien élevé, ou au début du Maestrichtien. La formation du Kizil Tepe remanie, en effet, des filons doléritiques tardi-magmatiques datés à 80 Ma (Montigny et al., 1983).

En conséquence, la sédimentation des brèches doit être regardée comme un phénomène relativement rapide, dont la durée peut être estimée à quelques millions d'années (le premier tiers du Maestrichtien au moins, soit 3-4 Ma). Un volume considérable de matériel issu du démantèlement de la croûte océanique s'est ainsi accumulé in situ, c'est-à-dire directement sur l'ophiolite. Pour la seule région cartographiée, on peut estimer ce volume à 10 km³ (10 km² : surface minimale des affleurements de brèches x 1 km : épaisseur totale de la séquence). Ce chiffre peut être multiplié par quelques unités, si l'on considère la totalité de la région littorale (de Kemer à Cirali) dans laquelle des affleurements semblables ont été reconnus mais non étudiés en détail (Reuber, Juteau, Marcoux, Whitechurch, communications personnelles).

L'âge de la partie supérieure des brèches de Kemer (Formation de Karatas et Keçili) coïncide avec celui des "olistostromes" de matériel ophiolitique apparaissant au sommet des séries de la marge taurique et qui traduisent l'arrivée des nappes ophiolitiques sur le rebord continental (Ricou, 1971 ; Ricou et al., 1977 ; Tekeli et al., 1982 ; Marcoux, données inédites).

La partie sommitale des brèches de Kemer, synchrone de ces dépôts, en diffère donc par sa position stratigraphique particulière, en couverture de l'ophiolite. Produit partiel de la désagrégation de ces roches, elle constitue de ce fait un enregistrement sédimentaire direct de l'obduction. Toutefois, nous verrons ci-dessous qu'une signification différente peut être envisagée pour la partie basale de la formation du Kizil Tepe, dont la mise en place traduirait une activité syntectonique intraocéanique dans un site particulier, au voisinage d'une zone de fracture.

B.- LE CADRE MORPHOTECTONIQUE DES DEPOTS

1. Les mécanismes de la sédimentation

La mise en place de ce volume considérable de matériaux détritiques résulte d'une histoire tectonosédimentaire polyphasée, saccadée et répétitive. La fabrique "en grand" du corps bréchique se caractérise en effet par l'existence de masses détritiques stratiformes (les formations) séparées par des surfaces d'érosion et de ravinement traduisant un arrêt momentané des épandages avant leur reprise brutale.

D'un point de vue général, chaque horizon bréchique doit être regardé comme un produit conçu à la suite de l'intervention de plusieurs processus.

1. Mise à l'affleurement progressive des parties profondes de l'ophiolite (harzburgites, gabbros, complexe de dyke, ...), le long d'escarpements ;
2. Démantèlement et accumulation des produits fracturés au pied des falaises ainsi créées ;
3. Transports gravitaires au cours desquels se produisent les tris granulométriques et les éventuels mélanges de sources (ces derniers ayant pu se produire néanmoins durant les stades 1 et 2). Les épandages acquièrent ainsi leur fabrique interne à la faveur des écoulements gravitaires ("débris-flows" ou localement "mass-flows" lorsqu'il s'agit de mégablocs).

A chacun de ces stades correspond une ou plusieurs pulsations tectoniques, reflétant une activité du soubassement océanique au cours de crises répétées, dont les dernières sont directement liées à l'obduction.

2. Les brèches du Kizil Tepe : sédimentation au voisinage d'une zone de fracture, ou premiers signes annonçant les compressions intraocéaniques.

Les brèches du Kizil Tepe se distinguent par leur caractère monogénique et le fait qu'elles ont une composition identique à celle du substratum qu'elle recouvre directement. Elles résultent ainsi d'une accumulation de détritiques formés localement, à l'issue d'un transport court ou nul pour les niveaux de base (faciès A) et faible pour les faciès plus grossiers (quelques centaines de mètres ?).

Avant la sédimentation, une tectonisation importante du substratum a permis la mise à l'affleurement des harzburgites et des gabbros. Cet événement n'est pas nécessairement lié à l'obduction ; il a pu se produire en effet dans d'autres contextes structuraux. Rappelons que pour Reuber et al. (1984), les ophiolites d'Antalaya sont issues d'une zone particulière de l'océan, située au voisinage de l'intersection entre une dorsale active et une zone de fracture. Un tel site réunit les conditions nécessaires à la formation des brèches du Kizil Tepe : affleurement du manteau et des gabbros, reliefs escarpés et tectoniquement actifs. Des brèches analogues ont été décrites par exemple dans un environnement comparable, à l'intersection de la ride médio-atlantique et de la zone de fracture Kane (Karson et Dick, 1983).

On peut ainsi s'interroger sur la signification exacte que l'on doit accorder aux brèches du Kizil Tepe. Datent-elles du fonctionnement d'une zone de fracture située au voisinage d'une dorsale, sont-elles la traduction sédimentaire des premières compressions annonçant l'obduction, ou résultent-elles d'une combinaison de ces deux possibilités ?

L'absence de coulées volcaniques au sein des brèches nous amène à discuter la première possibilité en lui adjoignant quelques hypothèses complémentaires. En effet, pour rendre compte de l'absence de laves, deux solutions peuvent être envisagées.

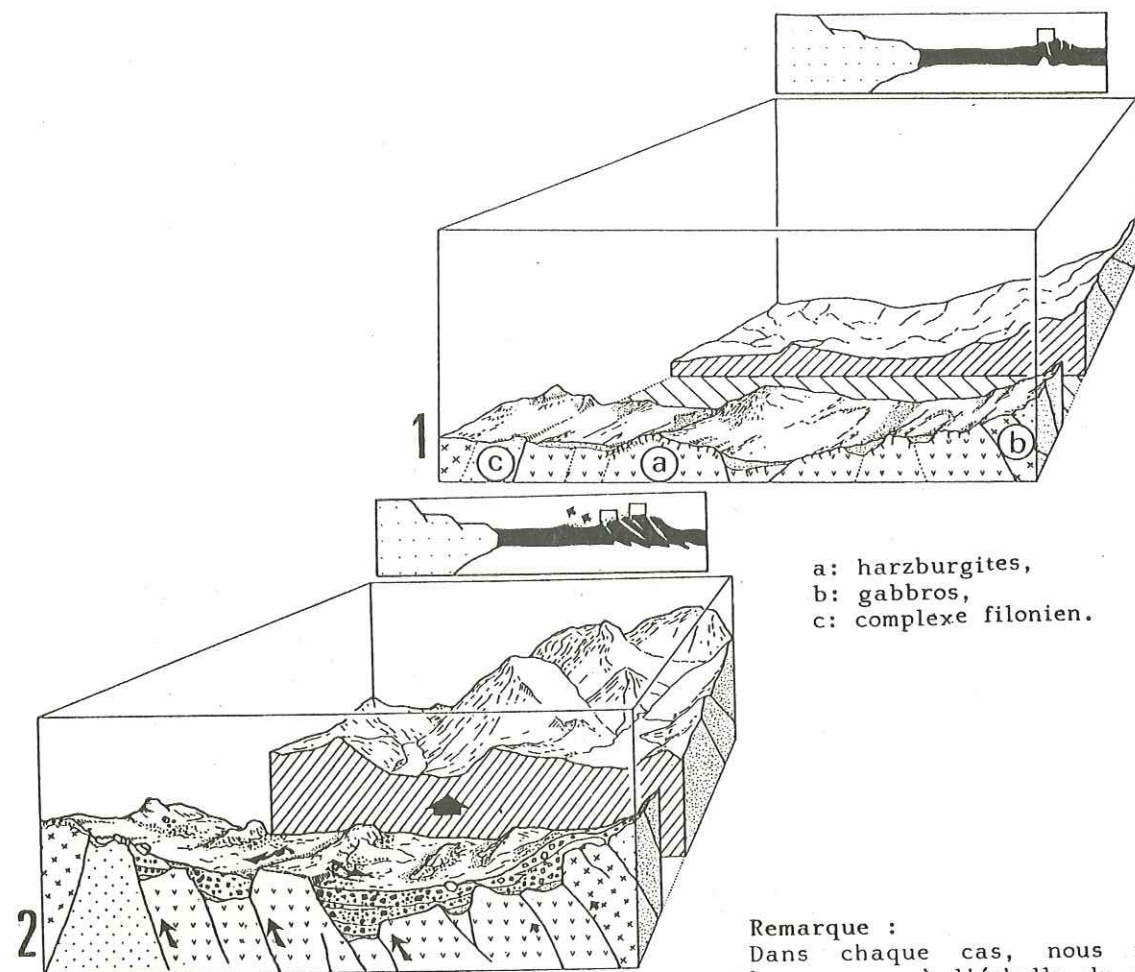
1. Le site retenu comme cadre de ces dépôts était notablement éloigné de la zone d'accrétion ;
2. Ce site en était proche, mais la zone d'accrétion a cessé de fonctionner avant les épandages bréchiques. Cet arrêt pourrait coïncider d'ailleurs avec le début de la compression dans le bassin océanique.

Remarquons également que les brèches ne renferment pas de niveaux pélagiques biogéniques, ce qui peut paraître surprenant si l'on retient que ces détritiques se sont mis en place au fond d'une zone de fracture classique, de vaste extension et au fonctionnement bien établi. Ainsi, dans l'hypothèse discutée ici, il s'agirait nécessairement d'une structure jeune et de faible dimension. Précisons toutefois que ceci ne va pas à l'encontre des nombreux faits établissant le caractère récent de la croûte océanique impliquée dans l'obduction moyen-orientale (voir chapitre I).

Au total, nous retiendrons que la proximité d'une zone de fracture permet d'expliquer de façon satisfaisante, la remontée précoce des parties profondes de l'ophiolite. Comme nous l'avons rappelé, d'autres arguments essentiellement structuraux vont dans le sens de cette hypothèse (Reuber et al., 1984). L'environnement général retenu pour la mise en place du Kizil Tepe serait donc celui d'une zone de fracture océanique, mais celle-ci aurait été rajeunie et réactivée lors des premiers événements compressifs intraocéaniques, préludes à l'obduction. Dans ces conditions, il est possible de relier la formation des faciès détritiques fins (faciès A) à l'activité tectonique du type transformant, et la genèse des faciès grossiers et chaotiques (faciès B) aux premières compressions océaniques.

3. Les brèches du Kuzdere : témoins d'une activité tectonique généralisée de l'ophiolite traduisant sa mise en mouvement.

Durant le dépôt des brèches du Kizil Tepe, d'autres reliefs plus éloignés subissaient un démantèlement actif. Du matériel gabbroïque, diabasique et effusif préfracturé s'accumulait alors sur le soubassement océanique.



a: harzburgites,
b: gabbros,
c: complexe filonien.

Remarque :
Dans chaque cas, nous représentons
le paysage à l'échelle du terrain étu-
dié. Un encart en haut des différents
schémas situe ces reconstitutions à
l'échelle de l'océan. Le contact majeur
d'obduction se situe donc nettement
sous les accidents représentés.

Fig. 107 .- Blocs-diagrammes schématiques montrant l'évolution du secteur étudié au cours de l'obduction.

a. harzburgites ; b. gabbros ; c. complexe de dykes.

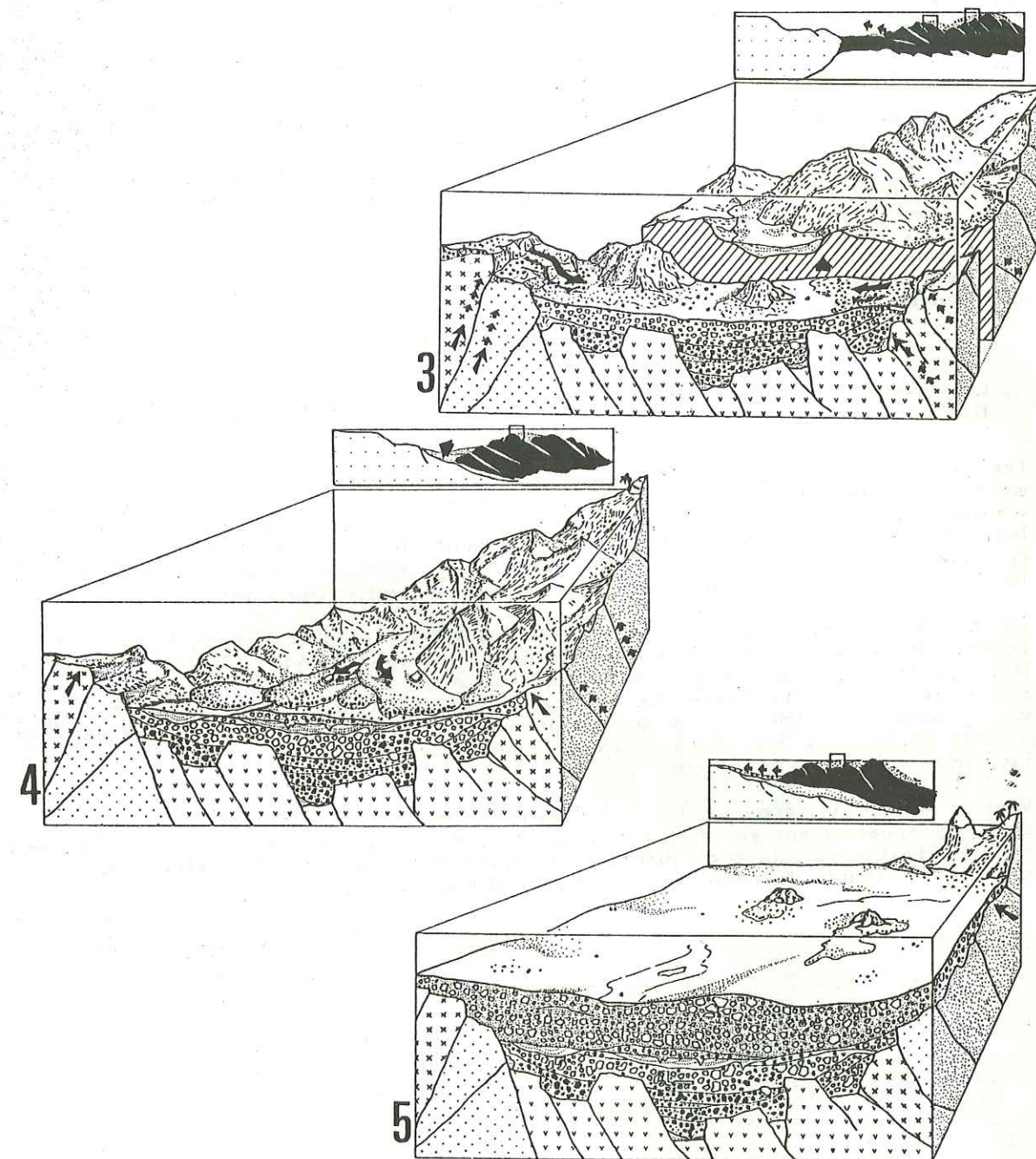
1. Stade pré-obduction (Campanien terminal - Maestrichtien basal ?). Les brèches et arénites du Kizil Tepe faciès A se déposent in situ, probablement au fond d'une zone de fracture jeune et de faible extension.

2. Début de l'écaillage de la lithosphère océanique.
Dépôt local des brèches du Kizil Tepe faciès B.

3. Mise en mouvement de la lithosphère.
L'environnement est toujours de type intraocéanique. Mobilisation tectonique d'ensemble de l'ophiolite et dépôt brutal des brèches du Kuzdere. Certaines parties de l'ophiolite sont proches de la surface, dans un milieu à haute énergie où s'accumulent des sables et graviers de roches vertes. Ceux-ci seront mobilisés au stade 4.

4. L'ophiolite atteint la marge continentale.
Décharge rapide des sables ophiolitiques et après une accalmie, épandage brutal des brèches du Karatas. Des éléments détritiques empruntés à la marge ou aux parties sommitales (proches de l'émergence) de l'ophiolite se mêlent aux fragments basiques et ultrabasiques (Maestrichtien moyen).

5. Poursuite du charriage sur la marge continentale.
Nivellement des reliefs par les derniers épandages bréchiques, apparition de chenaux conglomératiques et sédimentation des faciès détritiques fins de la formation de Keçili.



La mise en place des brèches du Kuzdere résulte d'une pulsation brutale du substratum, qui se débarrasse ainsi d'une partie de sa carapace détritique en provoquant son déplacement et son accumulation vers des zones plus profondes, déjà partiellement nappées de brèches ultrabasiques ou gabbroïques.

Par leur caractère nettement polygénique, les brèches du Kuzdere témoignent finalement d'une mobilisation tectonique étendue à l'ensemble du complexe. Leur dépôt est probablement lié à une remontée brutale de l'ophiolite ("uplift"), comme le suggère l'examen des niveaux sus-jacents (voir ci-après). Cette mobilisation peut être mise en relation avec le début des processus d'obduction. Néanmoins, l'absence de tout élément détritique étranger à l'ophiolite indique qu'à cette époque, la lithosphère océanique déjà en mouvement n'avait pas atteint la marge continentale.

Dans cette mobilisation généralisée à l'ensemble du soubassement, des pans entiers de falaises sous-marines s'affaissaient sur les brèches de talus situées à leur pied. Ces panneaux constituent les blocs pluri-décamétriques qui caractérisent la formation du Kuzdere. (1)

4. Les brèches du Karatas et la formation de Keçili : signal de l'arrivée de l'ophiolite sur la marge continentale.

Les grès verts qui surmontent la formation de Kuzdere correspondent à des apports massifs de matériel ophiolitique détritique mature ayant évolué longtemps dans un environnement à haute énergie, par exemple une plate-forme entourant des îlots. Ainsi, leur présence indique nécessairement qu'au cours du dépôt des brèches sous-jacentes certaines parties de l'ophiolite se trouvaient déjà émergées. Leur arrivée brutale sur les brèches du Kuzdere signale là encore une réactivation importante des reliefs.

La mise en place des brèches du Karatas traduit une modification de l'environnement général des dépôts. Aux débris ophiolitiques toujours prépondérants se mêlent, en effet, des fragments biogéniques benthiques ou récifaux et des débris de roches sédimentaires issus de la marge. Ce mélange de sources confirme l'ascension généralisée de l'ophiolite - comme nous le notions précédemment - ; il indique, d'autre part, qu'à cette période, celle-ci était située au voisinage immédiat de la marge continentale qu'elle chevauchait probablement.

Vers le sommet du corps bréchique, le matériel détritique devient progressivement plus évolué ; apparaissent en effet les faciès fins du Keçili et des chenaux de conglomérats. Il faut y voir la conséquence d'un ennoiment généralisé des reliefs, et le passage de l'ensemble du complexe vers des conditions de haute énergie.

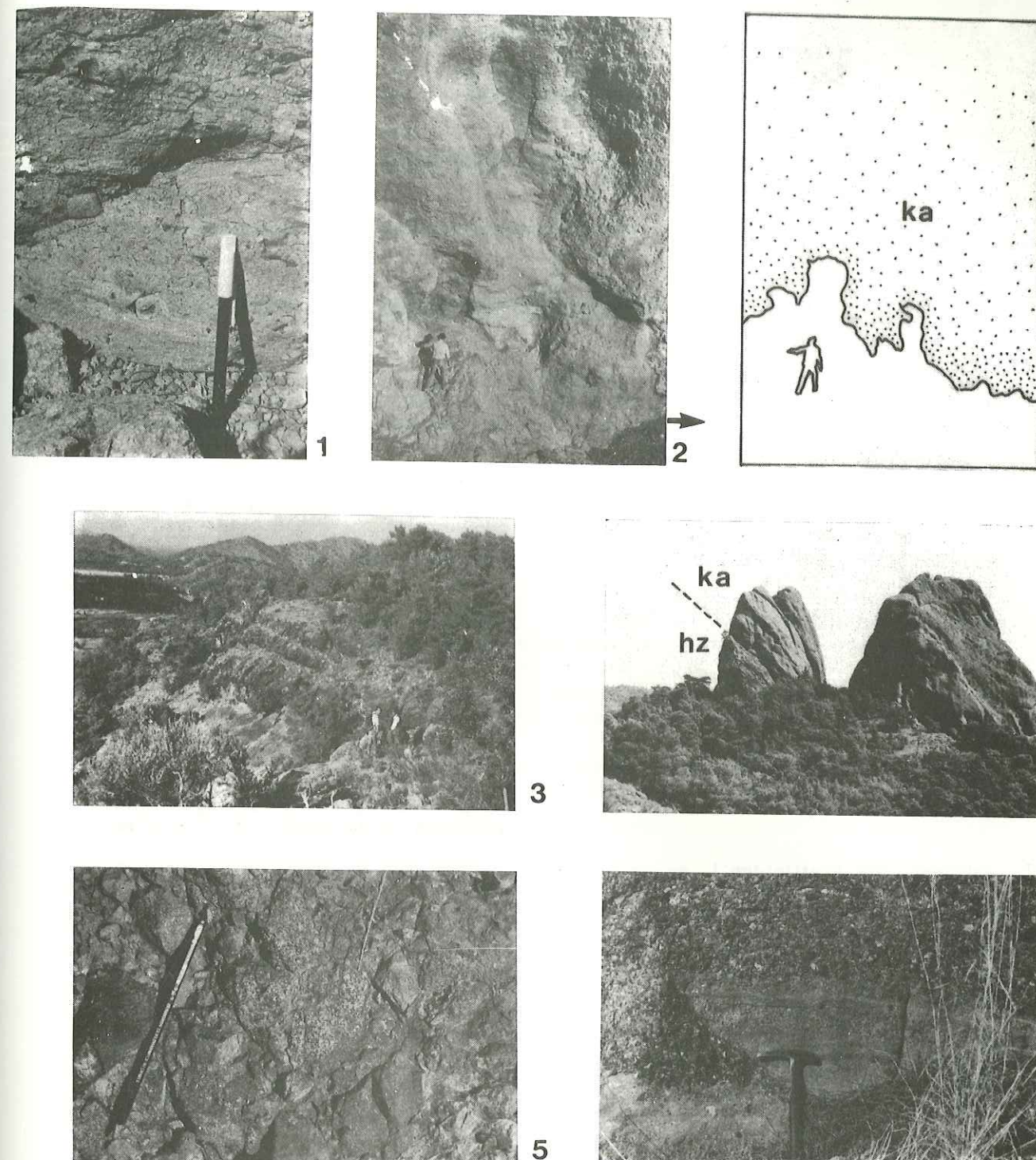


PLANCHE 4. - Les brèches de Kemer.

- 1: Formation du Kizil Tepe faciès A, siltites et microbrèches serpentineuses.
- 2: Contact lobé entre les brèches du Karatas (ka) et les grès ophiolitiques sous-jacents.
- 3: Stratifications grossières dans les brèches du Kizil Tepe faciès B.
- 4: Le Karatas Tepe, ka: fm. du Karatas, hz: harzburgites massives brèches associées.
- 5: Les brèches du Kuzdere (dolérites et microgabbros).
- 6: Faille inverse syn-sédimentaire dans les grès et microbrèches de la formation de Keçili.

(1) Parmi ces blocs pluridécamétriques, certains sont constitués de complexe filonien dont les structures internes (bordures figées) sont parallèles à la direction de la paléo-faille transformante mise en évidence par I. Reuber, dans les parties grenues de l'assemblage ophiolitique (T. Juteau, comm. personnelle).

CHAPITRE III

CONCLUSIONS

COMPARAISON AVEC LE CAS ALPIN

I .- QUELQUES APPORTS CONCERNANT LES MODALITES DE L'OBDUCTION

Les brèches de Kemer constituent un enregistrement exceptionnel des processus tectono-sédimentaires affectant l'ophiolite au cours de l'obduction. A notre connaissance, des formations équivalentes n'ont été décrites qu'en un seul endroit (1).

A .- GENERALITES

L'enseignement que l'on peut tirer de l'examen de cet ensemble détritique comprend plusieurs points :

1. Dans le cas des ophiolites d'Antalya, l'obduction a vraisemblablement débuté le long d'un secteur fragilisé de la lithosphère océanique correspondant à une zone de fracture.
2. L'arrivée de l'ophiolite sur la marge a été précédée par un soulèvement généralisé du substratum océanique dont certaines parties atteignent ou dépassent localement le niveau marin.
3. Cette ascension s'est accompagnée d'une activité tectonique saccadée, dont la traduction sédimentaire est marquée par l'intervention répétée des événements suivants : genèse d'escarpements, accumulation de débris à leur pied, resédimentation brutale par écoulements gravitaires.

Ceci signifie qu'au cours de son transport sur la marge, l'ophiolite a été considérablement tectonisée et amincie. La partie superficielle du complexe initial (les termes effusifs et leur couverture sédimentaire primitive) a pu disparaître lors de ces événements, seuls en subsistent quelques témoins, sous forme de débris de laves remaniées au sein des brèches. Ce cas n'est pas général, mais on pourrait expliquer par là, l'absence ou la réduction de certaines séquences dans quelques ophiolites du Moyen-Orient. Prenons, par exemple, la nappe des péridotites de Lycie. Comme le souligne de Graciansky (1972), les ultrabasites sont probablement "écorchées" de leur carapace basique grenue. La nappe des diabases, qu'elles chevauchent, pourrait d'ailleurs représenter une partie de leur "couverture" primitive. On peut également imputer à ce démantèlement syn-obduction, la réduction importante de la partie effusive des ophiolites du Hatay (Ricou, 1971), ou même son absence totale dans le massif de Pozant-Kersanti (Whitechurch et al., 1984).

(1) Il s'agit de la formation de Zabyat en Oman (Robertson et Woodcock, 1983), consistant en une accumulation de sables et graviers basaltiques, reposant directement sur les pillow-lavas. Cette formation qui n'a pas l'ampleur de celles que nous décrivons, revêt pour les auteurs une signification identique et traduit une activité tectonique du bâti océanique au cours de l'obduction. Sur ce même massif, Juteau signale en outre l'existence de brèches grossières de basaltes et dolérites, équivalents probables de la formation de Zabyat (communication personnelle).

Dans le cas des nappes du Semail, il n'existe pas d'arguments permettant de montrer que de tels processus ont connu une ampleur équivalente. Les seules traces d'une activité tectonique syn-obduction sont contenues dans la formation de Zabyat et les quelques brèches plus grossières qui, nous l'avons vu, ne renferment que des fragments de laves ou de dolérites.

Malgré leur ampleur, les ophiolites d'Oman offrent ainsi l'image d'une obduction plus "tranquille". Ce dernier point appelle toutefois une courte discussion. On peut, en effet, tenter d'intégrer les données obtenues sur les ophiolites tauriques et omanaises, en proposant de voir dans les premières, la partie frontale fortement tectonisée d'une nappe plus étendue, dont un exemple serait préservé en Oman.

Une interprétation différente peut être proposée, qui ferait des ophiolites d'Antalya le type même d'une lithosphère océanique détachée d'une zone de fracture et donc pré-tectonisée, expliquant par là le grand désordre structural qu'elle présente actuellement. Les ophiolites d'Oman, quant à elles, correspondraient au type classique d'une obduction amorcée au droit d'une zone d'accrétion (voir Boudier et al., 1985). Ces deux types de mécanismes s'accompagneraient de processus tectono-sédimentaires internes différents.

B.- BRECHES SUPRA-OPHIOLITQUES, OLISTOSTROMES ET TECTONIQUE GRAVITAIRE.

Pour les nombreux auteurs qui ont tenté d'explicitier les mécanismes de l'obduction en étudiant le cas spécifique des ophiolites de l'Est méditerranéen, le charriage ophiolitique apparaît comme le résultat de l'action de deux processus successifs :

1. Détachement lithosphérique à "chaud", en milieu intraocéanique, à la faveur duquel se développent entre autre, les semelles métamorphiques (Nicolas et Le Pichon, 1980).
2. Charriage à froid sur la marge, conçu le plus souvent comme un mouvement essentiellement gravitaire (voir synthèses dans Michard et al., 1985 ; Boudier et al., 1985).

Ce déplacement, sous l'effet du seul poids de la lithosphère, fait appel à une nécessaire élévation de l'ophiolite dont la base doit se trouver à une altitude au moins égale à celle de la marge qui la recevra. Jusqu'à présent, dans l'Est méditerranéen, peu de données directes sont venues confirmer une telle remontée, les derniers sédiments océaniques reposant sur les ophiolites (par exemple les Terres d'ombre de Chypre et d'Oman), étant plutôt à caractère pélagique et ne traduisant pas une émer-sion (1).

Nos données apportent des éléments nouveaux. La présence, au sein du corps bréchi-que, de Rudistes, de Foraminifères benthiques, de chenaux conglomératiques et de sa-bles vannés par les courants sont autant de preuves confirmant l'ascension puis l'émer-sion partielle de l'ophiolite. Une des conditions nécessaires à un transport gravi-taire a donc été réalisée.

Dès lors, la genèse des olistostromes ophiolitiques sénoniens se conçoit de façon plus précise. Comme nous l'avons dit, il s'agit de dépôts détritiques accumulés dans un bassin installé au front des ophiolites en mouvement. Ces dernières se trouvaient donc en position topographique élevée, ce qui coïncide avec nos conclusions. En allant plus loin, on peut proposer que les matériaux sédimentés dans les olistostromes (et donc répandus sur la marge) n'ont pas été empruntés directement à l'ophiolite mais plutôt à l'épais manteau détritique qui la recouvrait en certains endroits.

(1) Comme nous le rappelions en introduction, il existe bien au sommet de certaines ophiolites (Chypre, Baer Bassit, Oman ...) des sédiments plus ou moins détritiques déposés sous faible tranche d'eau, mais ceux-ci constituent en réalité une pseudo-couverture. Il s'agit, en effet, de terrains transgressifs, post-nappes, d'âge Maes-trichtien terminal - Paléocène (voir Ricou, 1971 ; Robertson et Woodcock, 1973).

II.- COMPARAISON AVEC LE CAS ALPIN : DIVERSITE DES MECANISMES DE L'OBDUCTION

Comme l'on montré les descriptions concernant les ophiolites piémontaises et ligures, les brèches de Kemer n'ont pas d'équivalents dans l'arc alpin s.l.. En effet, le long de cette chaîne, il n'existe pas de sédiments détritiques ophiolitiques directement adhérents aux roches vertes et datant de l'obduction.

Si l'on recherche dans ces terrains, des formations détritiques dont la signification se rapproche de celle des brèches de Kemer, c'est donc vers les séries à blocs de roches vertes qu'il faudra se tourner (Complexe de Casanova de l'Apennin ligure et ses équivalents métamorphiques : formation du Bric Bouchet et du Col Agnel). Ces ensembles se distinguent des brèches de Kemer par leur ampleur et par la prépondérance des sédiments banals en regard des apports détritiques ophiolitiques.

Une explication de ces différences doit être recherchée dans les modalités propres des charriages ophiolitiques. Nous insistons ici sur deux points essentiels.

1. Dans le cas alpin, plusieurs dizaines de millions d'années se sont écoulées entre l'apparition du substratum océanique liguro-piémontais et la fermeture totale du bassin correspondant (160 à 70 Ma). L'obduction a donc intéressé une lithosphère océanique enfouie localement sous une couverture sédimentaire épaisse.
A l'inverse, l'obduction péri-arabe est totalement achevée peu de temps après la formation des ophiolites (charriage du Crétacé supérieur pour des roches vertes d'âge Crétacé). Elle s'applique ainsi à une lithosphère océanique jeune et recouverte d'un mince film sédimentaire (Terres d'ombre, par exemple).
2. L'obduction sur la marge arabo-africaine est un phénomène géologiquement instan-tané, même si l'on assiste par la suite à des remobilisations tectoniques des ophiolites. Au contraire, dans le cas piémontais, le charriage ophiolitique s'est effectué en plusieurs stades, durant le Crétacé supérieur et peut-être même dès le Crétacé inférieur. A chaque stade, correspond une réduction partielle du domaine océanique, la sédimentation se poursuivant dans les zones restantes. La fermeture totale du domaine ne sera effective qu'à l'amorce de la collision.

Finalement, dans le cas piémontais, l'obduction apparaît plutôt comme un écaillage multiple du fond océanique, suivi d'un charriage sélectif polyphasé. Il s'est ainsi créé une succession de rides intraocéaniques immergées, sources des détritiques ophioliti-ques, chacune de ces rides n'ayant jamais l'ampleur des fronts tectoniques caractéri-sant l'obduction péri-arabe.

On peut rechercher la cause fondamentale de ces différences dans la structure propre du substratum océanique impliqué dans l'obduction. Dans le cas liguro-piémontais, nous l'avons vu, la lithosphère océanique est hétérogène, non stratifiée et affectée de nombreux accidents le long desquels pourront naître les écaillages ultérieurs. Dans l'exemple du Moyen-Orient, la situation initiale est bien différente puisque la lithosphère océanique y présente une structure stratifiée plus classique. Même si l'ob-duction débute par endroit, à l'aplomb d'un accident transformant, c'est bien une nappe ophiolitique unique qui, instantanément, atteindra la marge continentale.

De ce fait, à travers ces quelques discussions, se dessine une opposition entre les modalités tectoniques des obductions alpines et péri-arabes. Dans le premier cas, il s'agit d'un écaillage - charriage polyphasé en contexte de collision naissante, dans le second, d'une mise en place rapide d'un pan de lithosphère océanique unique, le plus souvent peu déformée. On pourrait, pour le premier type, utiliser le terme d'ob-duction de type forcé, dans la mesure où le moteur des charriages ophiolitiques doit être recherché uniquement dans le rapprochement des masses continentales bordant le bassin océanique. Pour le second type, il s'agirait d'une obduction combinée, fai-sant appel d'abord à une contraction du bassin océanique, puis au glissement pour son propre compte de la lithosphère obductée. Dans ce type, le rôle joué par les mar-ges continentales, notamment la marge interne, reste minime voire nul.

On se reportera à la figure synthétique 108 page suivante.

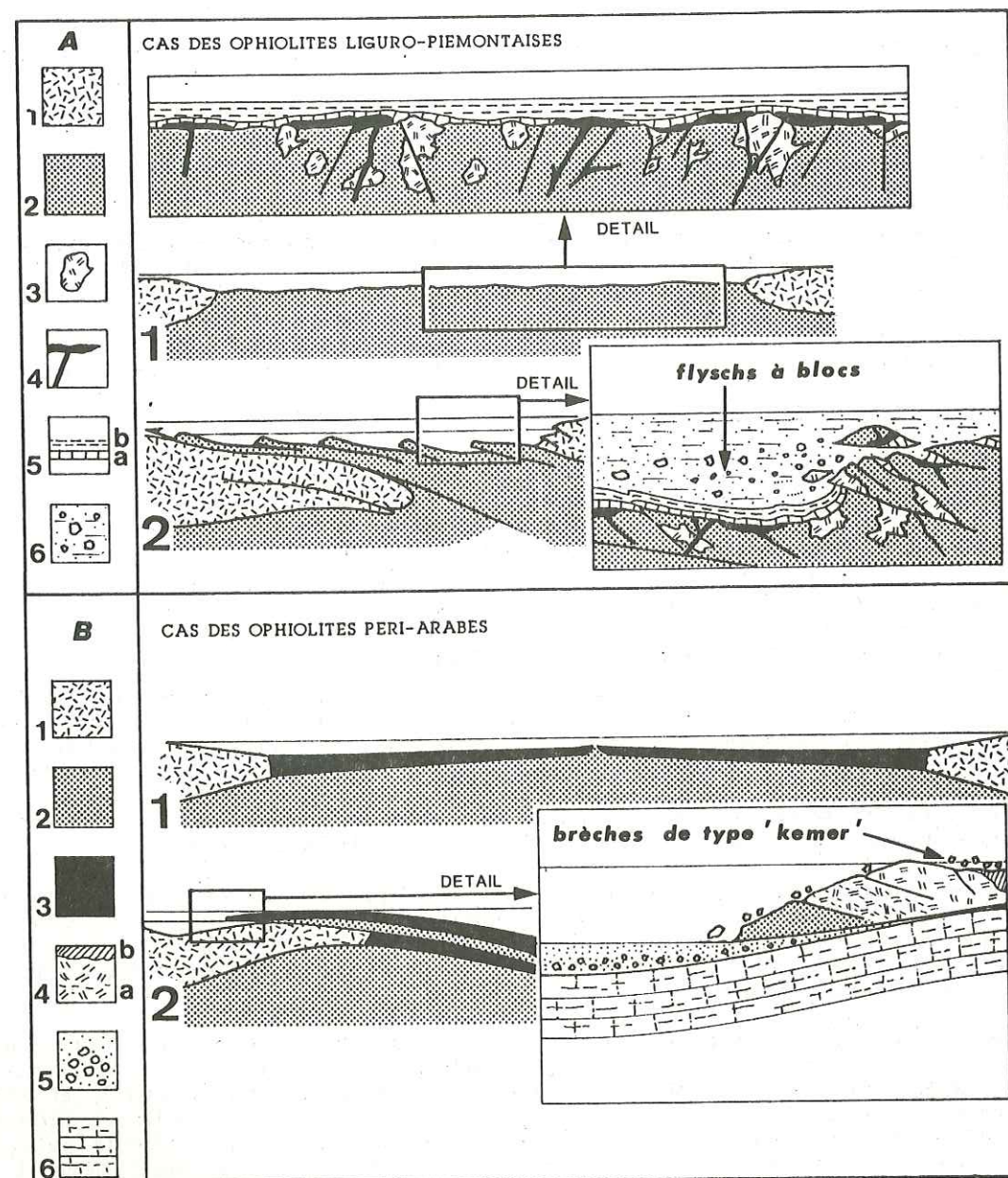


Fig. 108 .- Comparaison entre les obductions "piémontaises" et "péri-arabes".

Cette figure est commentée dans le texte au paragraphe II. Dans chaque cas envisagé, deux stades ont été représentés : le stade initial (1) et un stade à un moment donné de l'obduction (2). On insiste sur la nature et la position des bassins qui servent de réceptacles au détritisme provenant des ophiolites en cours d'obduction.

En A, il s'agit de bassins à fonds océaniques recevant une sédimentation "normale" polluée par des apports détritiques épisodiques, en provenance des nombreuses écaïlles débitées dans le substratum.

En B, on a figuré des bassins olistostromiques développés sur la marge continentale, au front des ophiolites, et les "réceptacles mobiles" supra-ophiolitiques dans lesquels s'accumulent des détritiques océaniques (exemple des brèches de Kemer).

- A. 1. croûte continentale
2. manteau
3. gabbros
4. basaltes
5. couverture sédimentaire océanique
a. calcaires
b. "calcschistes"
6. "calcschistes" à blocs d'ophiolites

- B. 1. croûte continentale
2. manteau
3. croûte océanique indifférenciée
4. croûte océanique
a. gabbros (cumulats)
b. complexe filonien et basaltes
5. Olistostromes sénoniens
6. Série carbonatée de plate-forme continentale

LIVRE III

LES OPHIOLITES DU COAST RANGE (CALIFORNIE) : DES TEMOINS D'ARC ET DE BASSIN ARRIERE-ARC

CHAPITRE I

INTRODUCTION GENERALE

CADRE ET BUT DE L'ETUDE

I .- PREAMBULE

La littérature américaine concernant les ophiolites du Coast Range de Californie contient des descriptions lithostratigraphiques évoquant de près des situations décrites dans les roches vertes alpines. Un examen détaillé de celles-ci et, notamment, du long travail de Hopson et al. (1981), m'a permis d'établir un catalogue fourni de ces ressemblances apparentes ; parmi celles-ci, citons :

- l'existence de séquences détritiques d'alimentation uniquement ophiolitique, apparaissant en contact stratigraphique au sommet des ophiolites,
- le repos direct d'une couverture sédimentaire océanique sur des plutonites et des volcanites tectonisées et préalablement érodées,
- l'association étroite entre ces roches vertes et des séquences volcano-sédimentaires métamorphisées dans le faciès schistes bleus ...

Ces quelques faits m'ont incité à examiner directement ces affleurements, avec l'espoir de retrouver, au sein d'un orogène péri-pacifique, un dispositif rappelant le type alpin. Ces recherches coïncidaient en outre avec les préoccupations de F. Roure, qui achevait alors ses travaux de thèse d'Etat.

Nous le verrons, la situation effectivement observée sur le terrain ne peut être comparée rigoureusement au cas des ophiolites alpines présentées dans les parties précédentes.

Toutefois, la même démarche et la même analyse peuvent y être menées. Là encore, l'examen des relations entre les ophiolites et leur couverture sédimentaire (ou volcano-sédimentaire dans le cas présent) permet d'apporter des éclaircissements sur l'évolution générale de ces ensembles.

Les problèmes relatifs aux ophiolites californiennes furent donc abordées dans un état d'esprit identique à celui adopté pour l'étude des assemblages alpins.

II .- LES OPHIOLITES DU COAST RANGE : PRESENTATION, EVOLUTION DES IDEES CONCERNANT LEUR ORIGINE.

A. LA CHAÎNE CÔTIÈRE DE CALIFORNIE (COAST RANGE)

1. Présentation, place dans le système cordillérain nord-américain (fig. 109)

La chaîne côtière constitue la frange occidentale du système cordillérain nord-américain. Elle est issue de l'accrétion tectonique d'ensembles sédimentaires, océaniques ou insulaires marginaux, dont les ophiolites, d'origine pacifique.

A l'Est de celle-ci apparaît l'axe montagneux Sierra Nevada - Klamath, que l'on peut regarder comme un ensemble pluto-volcanique mésozoïque d'arc, implanté sur un substratum polydéformé plus ancien, rentré en collision avec le continent nord-américain au cours du Jurassique supérieur (orogénèse névadienne). Il s'agit d'un fragment du

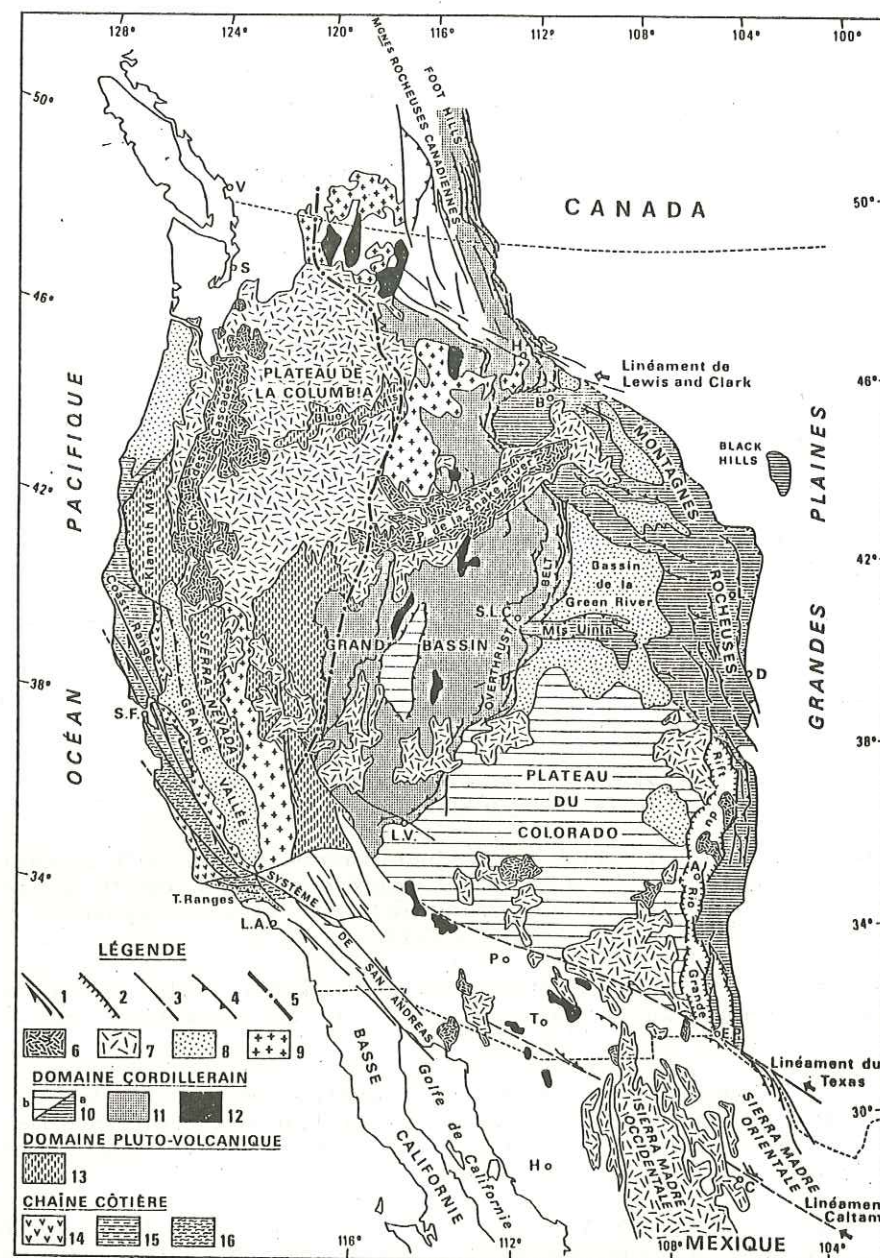


Fig. 109. - Carte structurale des cordillères de l'Ouest des Etats-Unis (tirée de Aubouin et al., 1986).

1. décrochement ; 2. faille normale ; 3. faille ; 4. chevauchement ; 5. ligne du strontium ; 6. volcanisme quaternaire ; 7. volcanisme tertiaire ; 8. principaux bassins ; 9. granites.
- Domaine cordillérain :
 10. autochtone (a, affecté par les déformations laramiennes ; b, non affecté) ;
 11. allochtone ;
 12. corps métamorphique.
- Domaine pluto-volcanique (13)
- Coast Range (ou chaîne côtière)
 14. ophiolites du Coast Range et séquence de la grande vallée ;
 15. séries franciscaines ;
 16. bloc salinien.

«bloc américano-mexicain» de Roure (1984). Plus à l'Est encore, s'étend le domaine cordillérain proprement dit, résultant de la tectonisation du rebord occidental de la plate-forme nord américaine. Ce domaine correspond pour partie à l'"Overthrust Belt" des auteurs, qui en constitue le système allochtone. Il s'étend jusqu'au front des Montagnes Rocheuses, où il fait place, à l'Est, aux Grandes Plaines (Aubouin et al., 1986).

2. Structure du Coast Range (fig. 110)

La chaîne côtière est formée d'un empilement d'unités essentiellement sédimentaires, de pendage général vers l'Est (déversées à l'Ouest), qui s'enfoncent sous les massifs des Klamath et de la Sierra Nevada.

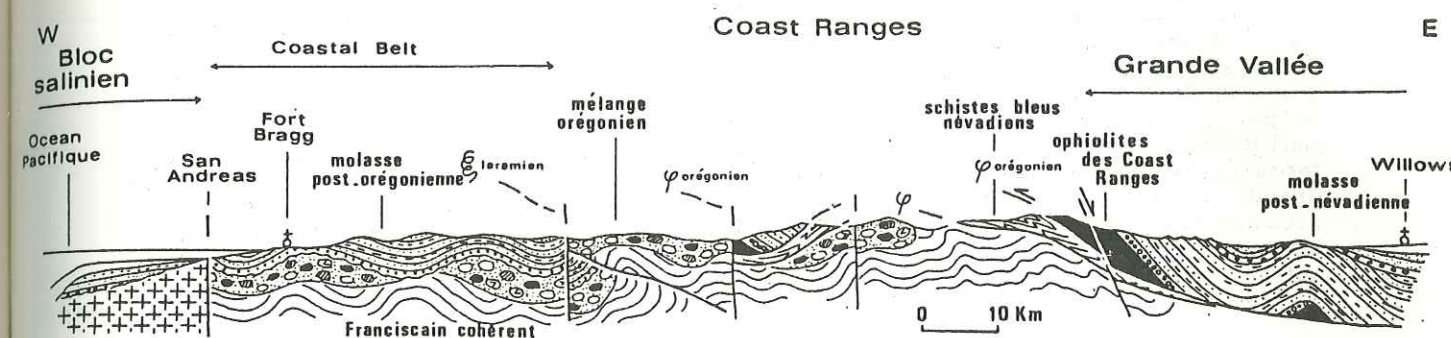


Fig. 110. - Coupe schématique du Franciscain de Californie (extraite de Roure, 1984).

Ces unités peuvent être regroupées en deux ensembles majeurs : à l'Ouest, le complexe franciscain ; à l'Est, la série de la Grande Vallée (Great Valley) à substratum d'ophiolites (Coast Range ophiolite), qui chevauche le premier ensemble le long du Coast Range Thrust.

Le complexe franciscain est lui-même un édifice tectonique composite dans lequel on distingue, du haut vers le bas (Roure, 1984) :

- a. Des unités de schistes bleus (South Fork Mountain Schists), comprenant des métasédiments et des metabasites métamorphisées en partie au cours de l'orogénèse névadienne (150 - 145 Ma) (Worall, 1981 ; Blake et al., 1981 ; Jayko, 1983 ; Mc Dowell et al., 1984).
- b. Des séries détritiques terrigènes ("graywackes") souvent moins métamorphiques formant l'unité de la Yolla Bolly. Elles contiennent des faunes dont les âges s'échelonnent entre le Tithonique et le Cénomaniens basal. Leur métamorphisme (préhnite - pumpellyite à schistes bleus) est d'âge Crétacé moyen (110 à 80 Ma, références dans Roure, 1984, p. 126). Leur substratum probable est représenté par des laves en coussins et des radiolarites. Il s'agit ainsi de séries à alimentation essentiellement terrigène déposées au fond d'un bassin de type océanique ouvert au Jurassique terminal.
- c. Un mélange à matrice argilo-serpentineuse, le célèbre mélange franciscain, non daté directement, mais que l'on peut attribuer au Cénomaniens terminal - Coniacien (Roure, 1984). Il contient des blocs souvent gigantesques (les "Knockers" des auteurs) empruntés à des édifices tectoniques élaborés au cours de phases antérieures, névadienne et albiennienne. On trouve ainsi : des schistes bleus datés à 150 Ma (Coleman et Lanphere, 1971), des laves et graywackes métamorphisés à 110 ou 80 Ma, et des blocs de roches sédimentaires carbonatées d'âge albien à cénomaniens supérieur, de provenance plus énigmatique.
- d. Le dernier élément de l'édifice franciscain est formé par des molasses post-cénomaniennes, affleurant le long de la chaîne littorale (Coastal belt) et généralement séparées des unités plus orientales par des chevauchements laramiens datant du Paléocène - Eocène, ou des failles verticales décrochantes plus récentes.

La structure actuelle du Coast Range résulte d'abord d'une évolution tectonique polyphasée correspondant à trois cycles orogéniques successifs : un cycle névadien (Callovien - Kimméridgien) à vergence orientale, un cycle orégonien (Albien - Campanien) et un cycle laramien (Paléocène - Eocène). En Californie, les vastes contacts tangentiels qui caractérisent cette structure sont maintenant découpés par les décrochements du système de failles de San Andreas (Roure et Blanchet, 1983 ; Roure, 1984).

3. Les ophiolites, leur position dans l'édifice.

Les ophiolites ne montrent jamais de séquences "classiques" complètes ; il s'agit, en effet, d'un chapelet de roches plutoniques, volcaniques ou volcanoclastiques jalonnant la bordure orientale du complexe franciscain sur plus de 600 km et préservées localement sous forme de klippe sur le franciscain central (fig. 112). Ces fragments, souvent très tectonisés, reposent en contact anormal sur les schistes de South Fork Mountain au Nord du Coast Range, et sur des terrains attribuables à la formation de Yolla Bolly au Sud (Maxwell, 1974 ; Jones et al., 1976 ; Jones et al., 1978 ; Blake et Jones, 1981 ; Blake, 1981). Ces ophiolites sont généralement recouvertes en discordance par les turbidites volcano-clastiques de la formation du Knoxville, datées par la mellibranches du Jurassique supérieur (Kimméridgien supérieur - Tithonique). Cette formation constitue le terme de base de la puissante série conglomératique de la Grande Vallée (Great Valley sequence), élaborée lors du démantèlement d'édifices d'arcs avoisinants. Cette séquence d'âge crétacé - tertiaire, renferme également à sa base des olistostromes serpentins souvent très épais (100 - 200 m), remaniant en outre des amphiboles bleues détritiques (Raney, 1974 ; Phipps et al., 1979).

B. BREF RAPPEL SUR L'EVOLUTION DES IDEES CONCERNANT L'ORIGINE DES OPHIOLITES DU COAST RANGE

Avec l'avènement de la tectonique globale, les ophiolites du Coast Range furent très rapidement regardées par les auteurs américains, comme de simples panneaux de croûte océanique pacifique, préservés au-dessus d'une zone de subduction à fonctionnement continu, pentée vers l'Est, sous la marge nord-américaine. Cette interprétation s'intégrait parfaitement dans le modèle d'évolution tectonique proposé alors pour le Coast Range californien, faisant du système franciscain, un gigantesque prisme d'accrétion (complexe de subduction) caractérisé par un métamorphisme de haute pression à zonation inverse et la formation de mélanges tectoniques (mélange franciscain) à sa base.

Dans ce modèle, les ophiolites (d'origine purement océanique) forment une sorte de réceptacle suspendu au-dessus de la subduction (en position de fore-arc) et recevant les détritiques issues du démantèlement de l'arc volcanique associé établi plus à l'Est (arc Sierra Nevada) (fig. 111) (Ernst, 1974 ; Bailey et Blake, 1974 ; Dickinson, 1976 ; Dickinson et Snyder, 1979).

Ce modèle de "subduction continue" pour séduisant qu'il soit, ne prenait pas en compte quelques faits de terrains importants relatifs aux seules ophiolites. Ainsi, l'abondance locale de plutonites et volcanites acides à caractère calco-alcalin et la présence de détritiques andésitiques et dacitiques en contact direct avec les ophiolites s'accordaient mal avec les interprétations présentant ces roches comme des témoins d'une croûte océanique pacifique "normale". Ces faits, déjà signalés par Bailey et al., 1970, furent reconsidérés par Blake et Jones (1974) qui complétèrent ainsi le modèle de subduction continue en lui adjoignant un arc rémanent hypothétique (aujourd'hui disparu), et en proposant que les ophiolites du Coast Range soient issues d'un bassin marginal ouvert entre cet arc et la marge occidentale du continent nord-américain (fig. 111). Comme nous le verrons, le modèle nouveau élaboré à l'issue de ce travail reprend ces éléments (arc et bassin arrière-arc), mais propose pour chacun d'eux une localisation et une destinée différentes.

Pour Hopson et al. (1981), partisans du modèle de subduction continue, les produits calco-alcalins ne sont que des manifestations secondaires d'un magmatisme de type "off-ridge". Des travaux plus récents viennent infirmer ces interprétations. Ainsi, pour Evarts et Schiffman (1983), l'assemblage ophiolitique affleurant dans le Canyon de Del Puerto (voir ci-dessous) est issu en totalité d'un édifice de type arc insulaire. Dernièrement, Shervais et Kimbrough (1985) soulignaient les fortes affinités calco-alcalines de certaines ophiolites californiennes et proposaient pour celles-ci, une origine à partir de sites géodynamiques comprenant arcs insulaires et bassins marginaux.

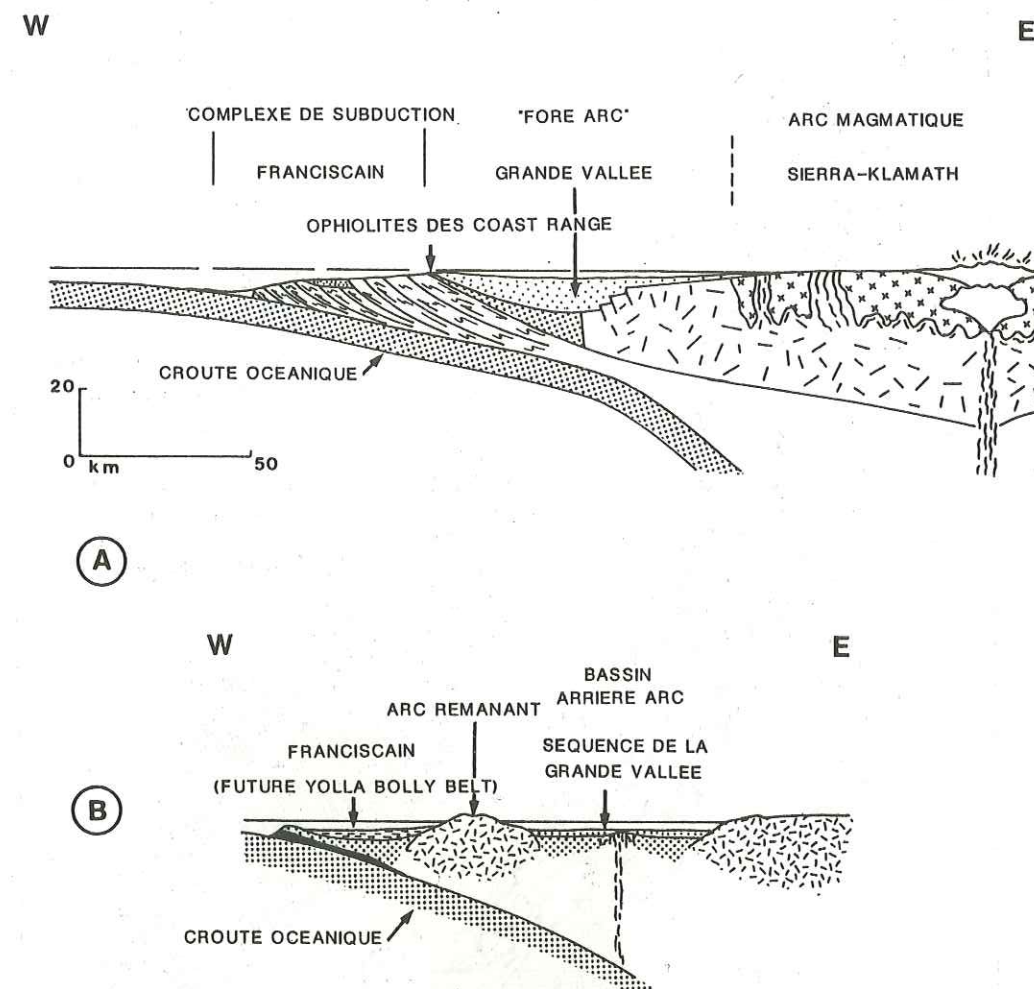


Fig. 111 -- Deux modèles géodynamiques de la marge nord-américaine au Mésozoïque.

A. d'après Dickinson et Seeley, 1979 (situation à la fin du Mésozoïque).
B. d'après Blake et Jones, 1974 (situation au Jurassique supérieur). Commentaires dans le texte.

Nous le verrons, les résultats des travaux présentés ci-après s'accordent parfaitement avec ces conceptions nouvelles, qu'ils viennent par ailleurs compléter.

Mes recherches, conduites en collaboration avec F. Roure, A. Coutelle et H. Whitechurch, se sont focalisées, après une reconnaissance générale, sur quatre secteurs clefs répartis le long du Coast Range ; ce sont, du Nord au Sud : les ophiolites du Digger Creek, de Black Mountain, du Canyon de Del Puerto et de Llanada (fig. 112).

Dans chacune de ces localités, des coupes lithostratigraphiques détaillées ont été levées en portant une attention particulière à la limite ophiolite - sédiments. Des analyses géochimiques ont été réalisées sur des laves prélevées dans les ophiolites ou dans leur couverture volcano-sédimentaire. La discussion et l'interprétation de ces analyses ont été réalisées avec le concours précieux de R. Maury, J.L. Joron et P. Thonon. Les principaux résultats de cette étude pluridisciplinaire collective ont été publiés dernièrement (Lagabrielle et al., 1986).

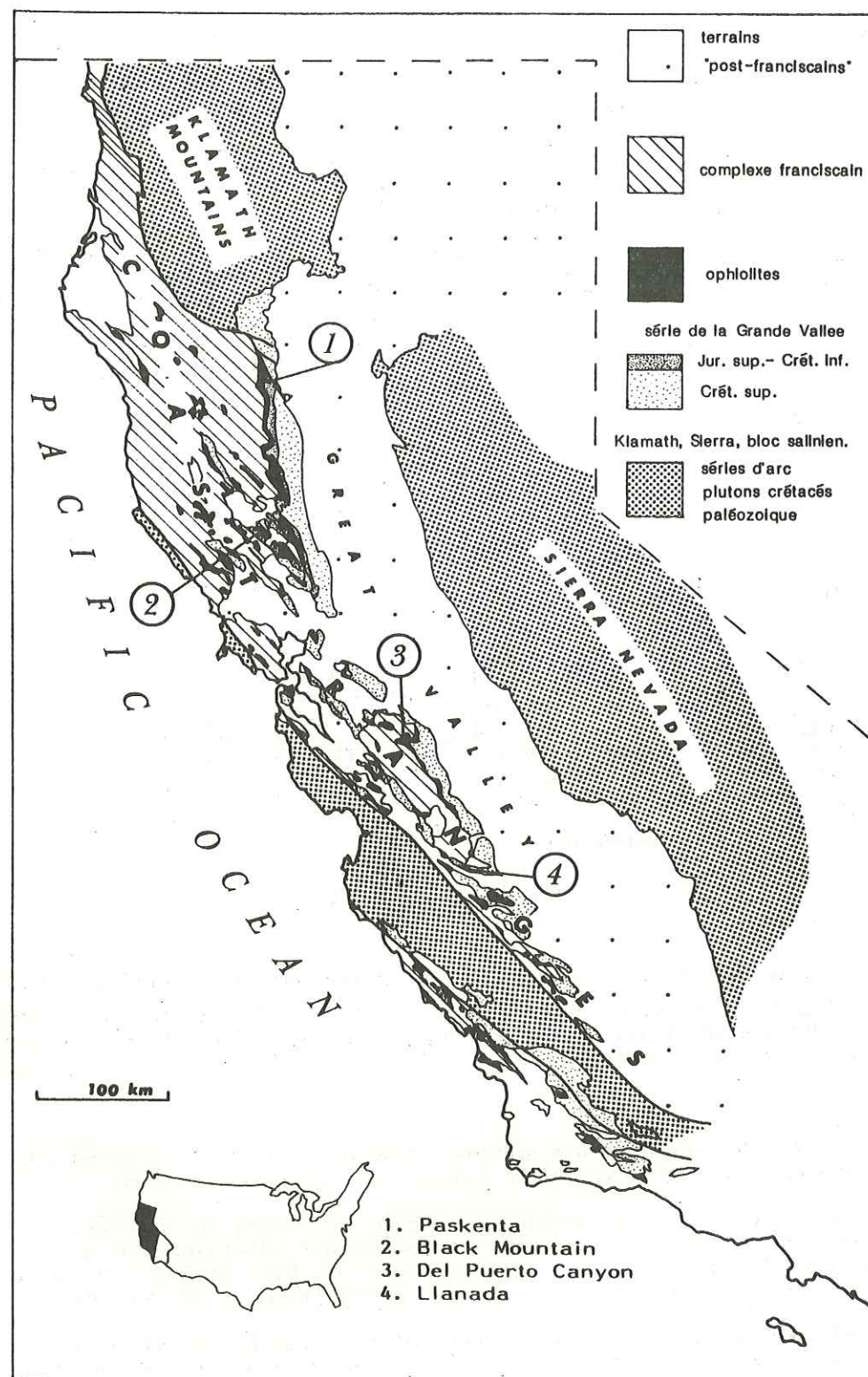


Fig. 112 .- Carte structurale de la Californie septentrionale et localisation des secteurs étudiés. D'après Bailey et al., 1970, modifié).

CHAPITRE II

LES OPHIOLITES ET LEUR COUVERTURE VOLCANO-SEDIMENTAIRE

DANS QUATRE SECTEURS CLES

I .- LITHOSTRATIGRAPHIE

A. LE SECTEUR DE PASKENTA : LES OPHIOLITES DU DIGGER CREEK.

1. Présentation

A l'Ouest de Paskenta, à l'extrême nord du Coast Range, les ophiolites sont formées de deux unités superposées (Bailey et al., 1970 ; Maxwell, 1974 ; Hopson et al., 1981) (fig. 112, 113-1, 114).

La première unité, chevauchant les schistes bleus franciscains, est un mélange à matrice serpentineuse, le mélange de Paskenta, renfermant des éléments essentiellement ophiolitiques : blocs décimétriques de gabbros, d'ultrabasites, de laves en coussin montrant par endroit des résidus d'une couverture radiolaritique, auxquels s'ajoutent des fragments divers (amphibolites à grenat, schistes polydéformés, roches magmatiques acides) sous la forme de rares blocs plurimétriques. Localement, lorsqu'elle est peu déformée, la matrice du mélange apparaît constituée par l'accumulation de multiples débris serpentineux, cimentés par une arène ultrabasique (fig. 122D). Il s'agit ainsi d'un mélange tectonisé, d'origine sédimentaire.

La seconde unité, rétrochevauchée par le mélange, correspond aux ophiolites proprement dites, et comprend, à la base, des plutonites basiques ou ultrabasiques, recouvertes en discordance par une épaisse séquence détritique grossière dans laquelle sont interstratifiées des laves et des radiolarites. Nous en proposons ci-dessous une analyse détaillée. Les roches grenues du soubassement sont des péridotites, des pyroxénites, des gabbros massifs, des cumulats basiques, des gabbros à hornblende et des microdiorites, intrudés localement d'un chevelu de filonets dioritiques épidotisés. Les gabbros ont fourni un âge de 163 ± 5 Ma (Fritz, 1974). Ils sont traversés localement par des dykes gabbroïques d'épaisseur métrique.

Le site géodynamique précis dans lequel ces roches se sont mises en place ne peut être déterminé ici, faute d'une analyse spécifique de ces matériaux (cette étude est en cours). Toutefois, la présence de hornblendes primaires et l'abondance de la magnétite dans les gabbros, ajoutées à l'existence de diorites et de granodiorites (Hopson et al., 1981) n'exclut pas une origine dans un contexte d'arc insulaire. Nous le verrons ci-dessous, la nature pétrographique des clastes remaniés dans les brèches sus-jacentes apporte des arguments permettant de préciser ce contexte.

2. Quatre coupes détaillées dans les ophiolites et leur série de couverture.

Les plutonites sont recouvertes stratigraphiquement par une série détritique épaisse (800 m. localement), d'alimentation proche, grossièrement litée, remaniant sous la forme de brèches, de rudites ou d'arénites, des fragments de gabbros, de serpentinites, de diorite, de diorites quartziques, de granodiorites, de basaltes, d'andésites et de dacites. La matrice des brèches est formée par le mélange de débris millimétriques issus de la désagrégation mécanique de ces roches, auxquels s'ajoutent des pyroxènes, des amphiboles et d'abondants quartz détritiques (fig. 122E). Ces brèches, qui sont également associées à des coulées basaltiques, font place vers le haut aux fines turbidites de la formation de Knoxville, (Planche 6).

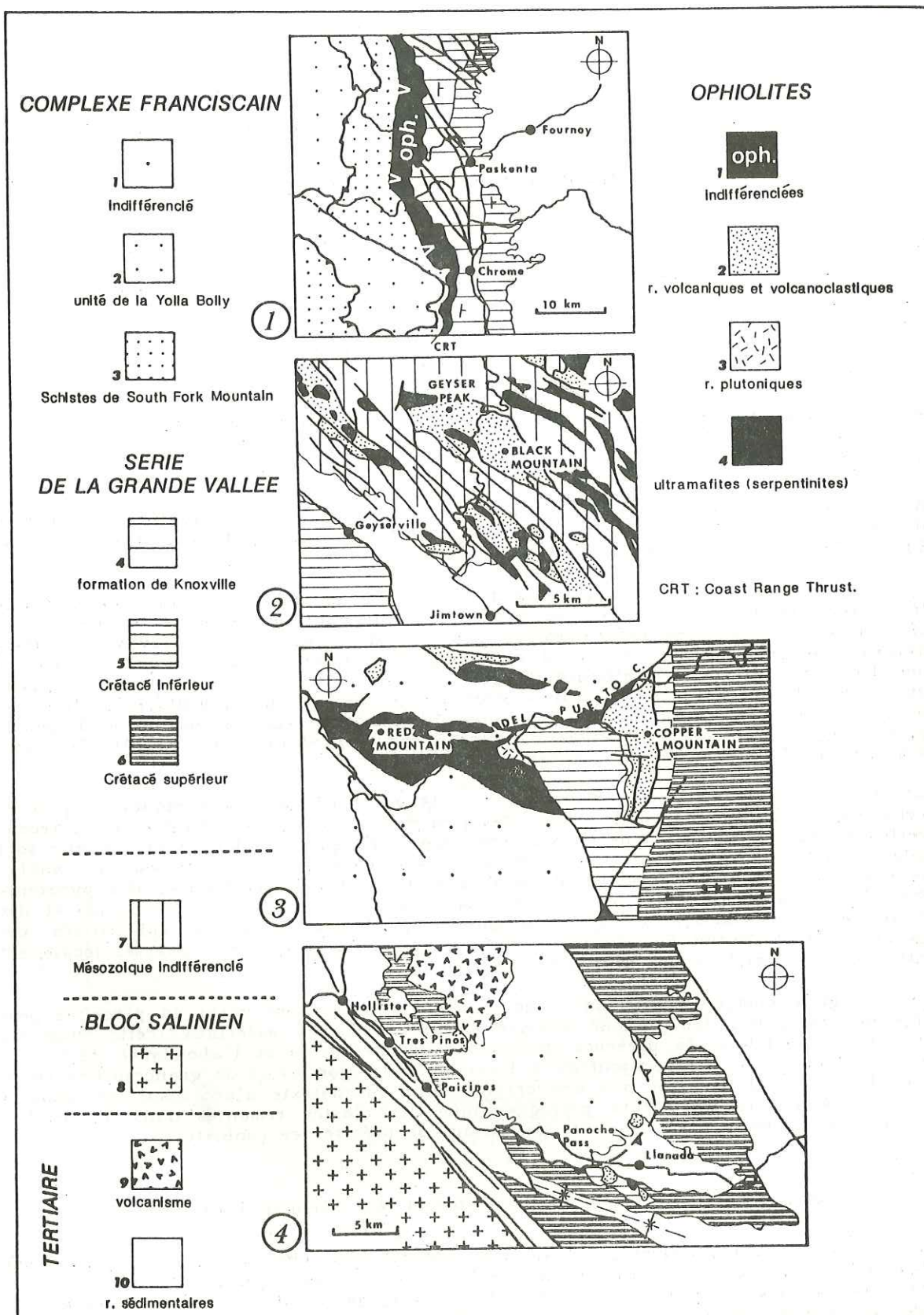


Fig. 113.- Cadres structuraux schématiques et localisation des ensembles ophiolitiques étudiés.
1: Paskenta-Digger Creek; 2: Black Mountain; 3: Del Puerto; 4: Llanada.

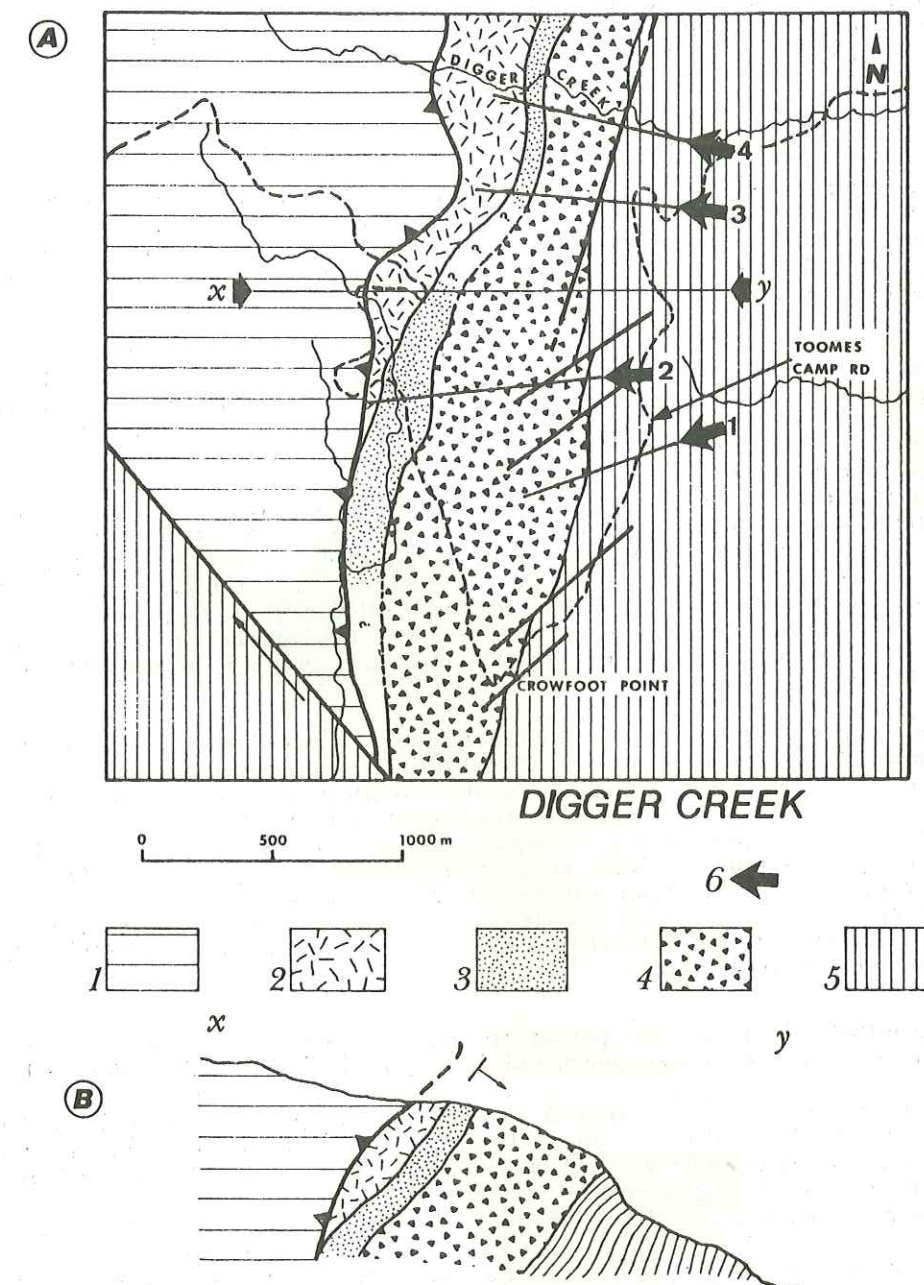


Fig. 114.- Les ophiolites du Digger Creek.

A. Carte géologique simplifiée.
B. Coupe xy correspondante.

1. mélange de Paskenta ;
2. gabbros et microgabbros ;
3. coulées basaltiques ;
4. brèches ophiolitiques ;
5. niveaux inférieurs de la séquence de la Grande Vallée (formation de Knoxville essentiellement) ;
6. Trace des coupes présentées sous la forme de colonnes synthétiques dans la figure 115.

La figure 115 présente les principaux résultats de l'analyse lithostratigraphique conduite dans ces terrains ; quatre coupes y ont été levées, elles sont localisées sur la figure 114.

- La coupe 1 permet de détailler la partie supérieure des brèches et leur passage à la formation de Knoxville. Le contact, progressif, se marque dans les brèches par la décroissance de la taille des éléments remaniés (qui passent ainsi d'une dimension décimétrique à centimétrique) et l'apparition de grès "ophiolitiques", de conglomérats polygéniques, de radiolarites tuffacées et d'un niveau de microbrèches serpentineuses monogéniques. Les premiers niveaux attribuables au Knoxville (il s'agit de turbidites épicaustiques qui se caractérisent par l'abondance des plagioclases séricitisés, des phyllites et de matières carbonées) sont interstratifiés avec les derniers horizons microbréchiques ou conglomératiques. Ceux-ci s'amenuisent progressivement, puis disparaissent. Plus haut dans la série, au sein de la formation de Knoxville, apparaît un niveau rhyolitique (sill ou coulée ?) associé à des tufs acides à grains fins. Ce niveau a été analysé (échantillon C46-1, tableau 10).
- La coupe 2 permet d'examiner le contact entre les plutonites de base et leur couverture bréchique. Le substratum correspond ici à des microgabbros à amphiboles, parcourus d'un réseau de veines à épidote. A l'approche du contact, les gabbros se fracturent progressivement puis semblent se "diluer" au sein d'une brèche sédimentaire gabbroïque à matrice d'arène de même composition. Sur ces brèches reposent directement des coulées de basaltes vésiculeux formant un ensemble cartographique continu, d'environ 100 m. d'épaisseur (fig. 114). Entre ces coulées, sont interstratifiées de minces horizons de brèches autoclastiques et de brèches gabbroïques monogéniques. Ces laves sont recouvertes à leur tour par des brèches polygéniques (600 m. d'épaisseur) dont le contenu a été précisé ci-dessus. Elles admettent, à la base, quelques passées de radiolarites. Les premiers niveaux de la formation de Knoxville recouvrent finalement ces brèches ; ils ont été datés ici même à Crowfoot Point, du Kimméridgien supérieur, grâce à la présence du lamellibranche *Buchia rugosa* (Jones, 1975).
- Les coupes 3 et 4, moins étendues que les précédentes, présentent néanmoins une gamme de faciès plus variés. Troublant la monotonie des brèches, apparaissent en effet des grès ophiolitiques fins, des conglomérats, des radiolarites vertes ou rouges, plus ou moins tuffacées (c'est-à-dire plus ou moins riches en débris volcanogènes : quartz, plagioclases, amphiboles, pyroxènes ...), des tufs basaltiques et des laves porphyriques à débit en coussins. A l'image de ce que l'on peut observer sur la coupe 2, il est important de remarquer ici que certaines des coulées se sont mises en place directement sur le substratum plutonique préalablement érodé. Localement (coupe 4), un sill rhyolitique s'insinue dans ces volcanites (éch. C29-5, analyse tableau 10).

Les résultats de l'analyse pétrographique et géochimique conduite sur les laves sont présentées dans le paragraphe suivant (éch. C26-1.a, C26-1.b, C29-4, tableau 10).

Dans le secteur où les coupes 3 et 4 furent levées, le contact entre les brèches et la formation de Knoxville est une faille subverticale. Des niveaux détritiques ophiolitiques monogéniques existent çà et là, au sein des turbidites du Knoxville. Il s'agit de lits de brèches gabbroïques ou d'ophicalcites, épais de 50 à 100 cm., que l'on rencontre notamment au débouché du Digger Creek (fig. 114).

Au cours d'une excursion dirigée par M.C. Blacke et D.L. Jones, nous avons pu compléter ces données en examinant la coupe de l'Elder Creek, visible quelques kilomètres plus au Nord. Ces observations sont présentées de façon synthétique sur la coupe de la fig. 116.

A la différence des affleurements du Digger Creek, le substratum ophiolitique est ici composé de pyroxénites. Celles-ci sont localement traversées par des filons gabbroïques (1). Ce soubassement est recouvert par des brèches polygéniques rigoureusement identiques à celles précédemment décrites. Un horizon de brèches basaltiques monogéniques leur est associé.

(1) Un de ces filons, tronqué par les brèches, a fourni un âge de 151 ± 5 Ma (Lanphere, 1971).

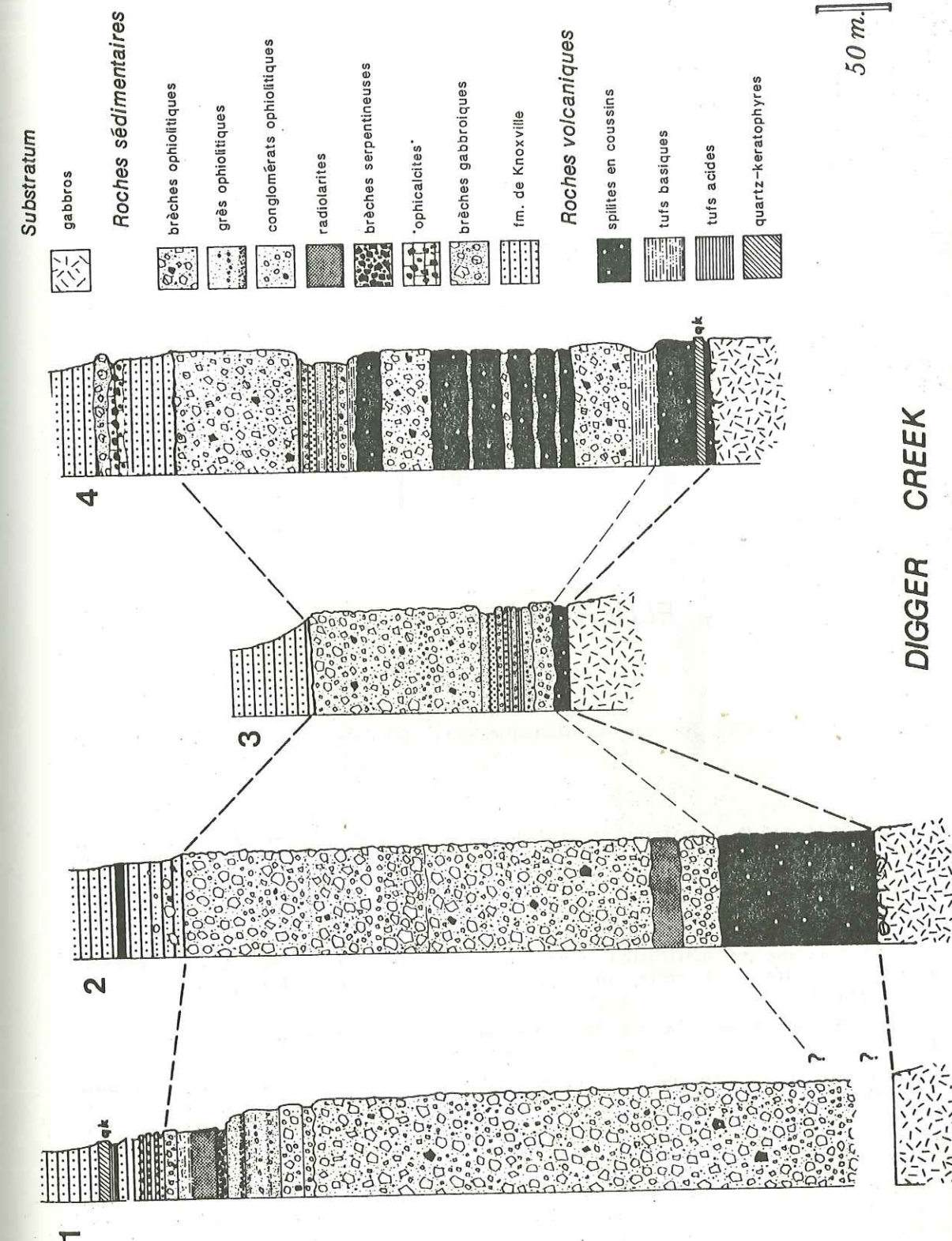


Fig. 115 .- Colonnes lithostratigraphiques synthétiques de la couverture bréchique et volcanique des ophiolites du Digger Creek.

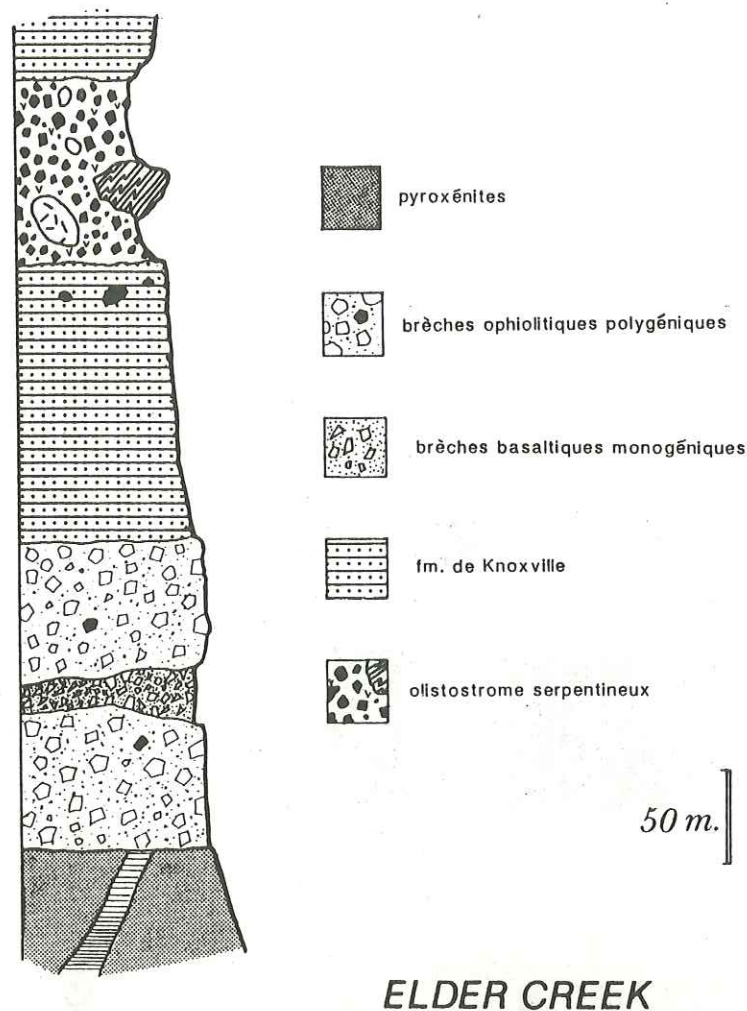


Fig. 116 .- Colonne stratigraphique synthétique correspondant à la coupe de l'Elder Creek.

Un niveau olistostromique à matrice serpentineuse et blocs d'ophiolitiques, vient s'intercaler au sein des turbidites du Knoxville qui surmontent les brèches. Cet olistostrome est comparable aux épandages de débris serpentineux, fréquemment interstratifiés dans les niveaux d'âge crétacé inférieur de la série de la Grande Vallée, dans la partie septentrionale du Coast Range (Phipps et al., 1979).

La figure 117 est une reconstitution synthétique sur laquelle nous avons représenté les principaux résultats de cette analyse lithostratigraphique. Les points suivants peuvent être dégagés :

1. Le substratum ophiolitique a été tectonisé et érodé avant le dépôt des sédiments sus-jacents.
2. Il est recouvert localement par des laves à débit en coussin, et par une puissante série bréchique empruntant ses matériaux à un ensemble pluto-volcanique en voie de démantèlement. Certaines des roches remaniées, qu'elles soient effusives ou plutoniques, font partie du cortège lithologique des édifices de type arcs volcaniques (andésites, dacites, diorites, diorites quartziques, granodiorites).
3. Les brèches font place vers le haut, à des sédiments fins, plus évolués (Formation de Knoxville) interprétés classiquement comme des turbidites alimentées par l'érosion d'un arc volcanique ("arc-derived turbidites"), situé plus à l'Est (Sierra Nevada), ou encore comme provenant du démantèlement du substratum ophiolitique sous-jacent localement porté à l'affleurement (voir Blake et Jones, 1974).

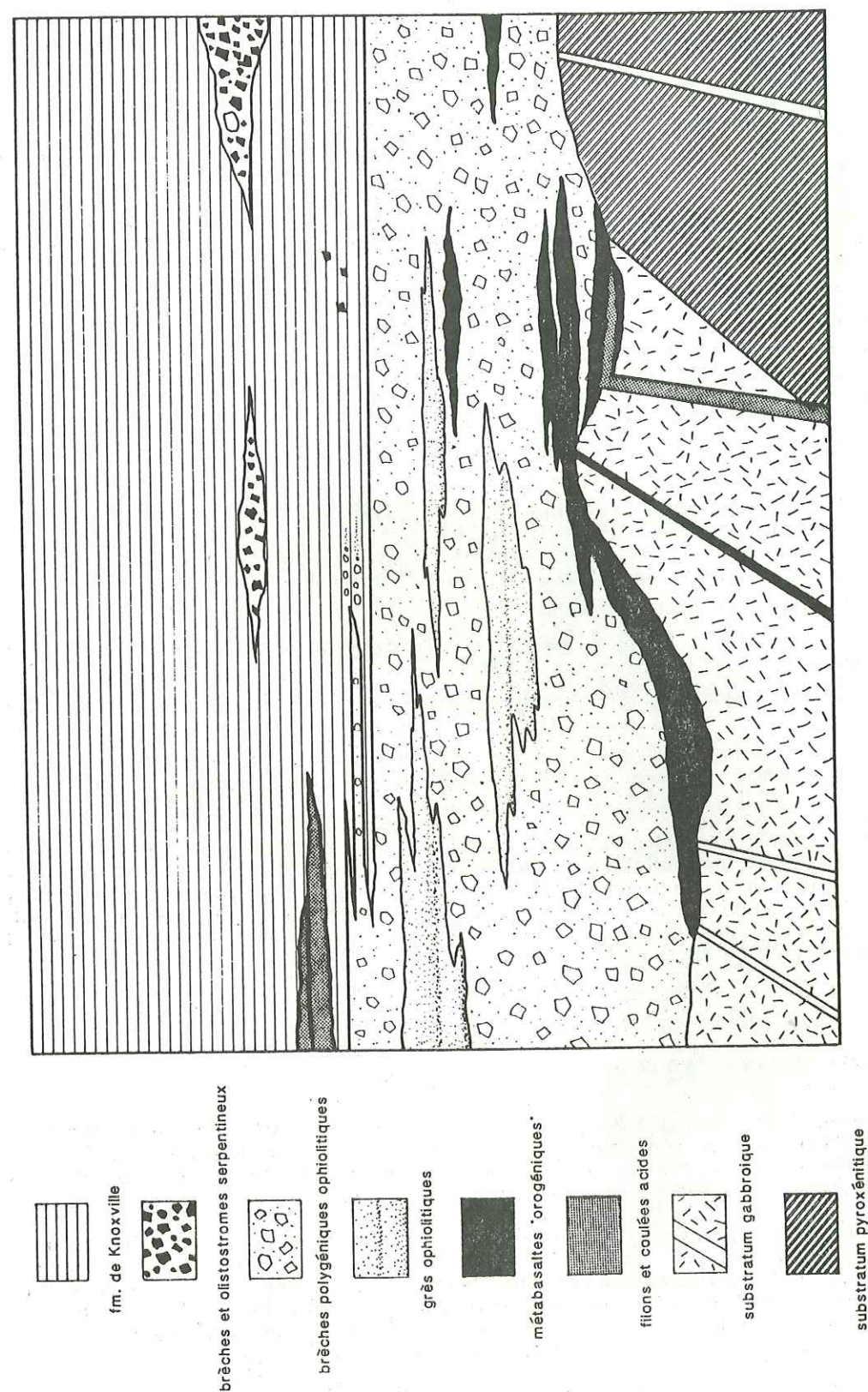


Fig. 117 .- Les ophiolites du Digger Creek et de l'Elder Creek, et leur couverture sédimentaire et volcanique : une reconstitution synthétique (épaisseur totale représentée : 1000 m. environ).

3. Quelques éléments de datation : Etude des radiolarites

Pour préciser l'évolution tectonique de ce secteur, il était nécessaire d'obtenir quelques éléments de datation directe. Les radiolarites assez abondantes dans le mélange ou dans les brèches polygéniques, constituaient un matériel idéal pour ce type d'étude.

Les résultats paléontologiques présentés ci-dessous sont le fruit des travaux de C. Louvion, menés dans le cadre d'un D.E.A. (Louvion, 1986) en étroite collaboration avec A. Schaaf.

Des radiolaires déterminables ont pu être dégagés de quatre échantillons provenant : (1) de la couverture radiolaritique de blocs basaltiques inclus dans le mélange de Paskenta, (2) des brèches du Digger Creek (base de la coupe 2).

(1) Dans le mélange de Paskenta, deux échantillons ont fourni les espèces suivantes (planche 5) :

- *Gongylothorax favosus* : Dumitrică 1970, Callovien supérieur - Oxfordien ;
- *Zhamoidellum ventricosum* : Dumitrică 1970, Callovien supérieur - Oxfordien ;
- Epine de *Emiluvia hopsoni* : Pessagno 1977, Callovien moyen à Oxfordien inférieur ;
- *Archeodictiomytra apiara* : Pessagno 1977b, Oxfordien à fin Jurassique,

indiquant un âge Callovien supérieur à Oxfordien, et :

- *Tricolocapsa plicarum* : Yao, 1979 ; Callovien à Oxfordien inférieur ;
- *Pantanellium ultrasincerum* : Pessagno et Blome, 1979, Callovien inférieur ;
- *Gongylothorax favosus* : Dumitrică, 1970, Callovien supérieur à Oxfordien ;
- *Eucyrtidium unamensis* : Yao, 1979, Bathonien à début Kimméridgien ;
- *Zhamoidellum ovum* ? Dumitrică, 1970, Callovien supérieur - Oxfordien,

indiquant le Callovien (dét. A. Schaaf).

Dans des blocs voisins, Roure a pu extraire une faune attribuable à l'Oxfordien (Roure, 1984).

(2) Les radiolarites associées aux brèches polygéniques ont fourni quant à elles (planche 5) :

- *Eucyrtidiellum pustulatum* : Baumgartner, 1984, Callovien - début Kimméridgien ;
- *Eucyrtidiellum ptyctum* ? Riedel et Sanfilippo, 1974, Callovien moyen à fin Kimméridgien.

Cette association donne apparemment une fourchette assez large pour la période du dépôt de ces brèches. Toutefois, cette datation peut être affinée, puisque nous savons, en effet, que la surface basale des brèches tronque des filons datés à 151 ± 5 Ma (Kimméridgien supérieur - terminal). En conséquence, le dépôt des brèches qui a nécessairement suivi de très près la mise en place des filons peut être daté, ici au moins, du Kimméridgien tout à fait terminal.

B. - LE SECTEUR DE BLACK MOUNTAIN

Dans cette région (fig. 112, 113-2) proche des "Geysers Resorts", les ophiolites sont fortement dilacérées par de nombreuses failles décrochantes, satellites du système de San Andreas. De ce fait, les contacts primaires entre les divers constituants des ophiolites, notamment les termes grenus profonds, ne sont jamais préservés.

A Black Mountain, les ophiolites se réduisent à une séquence de laves spilitiques en coussin, fortement vacuolaires, dont l'épaisseur atteint environ 500 m. Des radiolarites tufacées sont interstratifiées au sein des coulées ; les faunes qu'elles contiennent indiquant un âge oxfordien à tithonique basal (Mc Laughlin, 1974 ; Mc Laughlin et Pessagno, 1978). Des analyses géochimiques ont été effectuées sur ces basaltes ; elles sont discutées ci-après (éch. C20-1, C20-2, C20-3, C41-1, C41-2, tableau 10).

Le long de la route des "Geysers Resorts", à proximité immédiate des laves, affleure un ensemble détritique rappelant par bien des caractères les brèches du Digger Creek. Son contact avec les basaltes est ici tectonique, mais Mc Laughlin et Pessagno (1978) indiquent qu'en certains endroits cette séquence surmonte stratigraphiquement les laves en coussins.

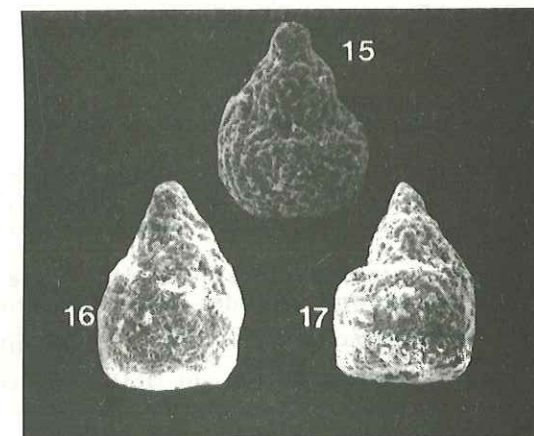
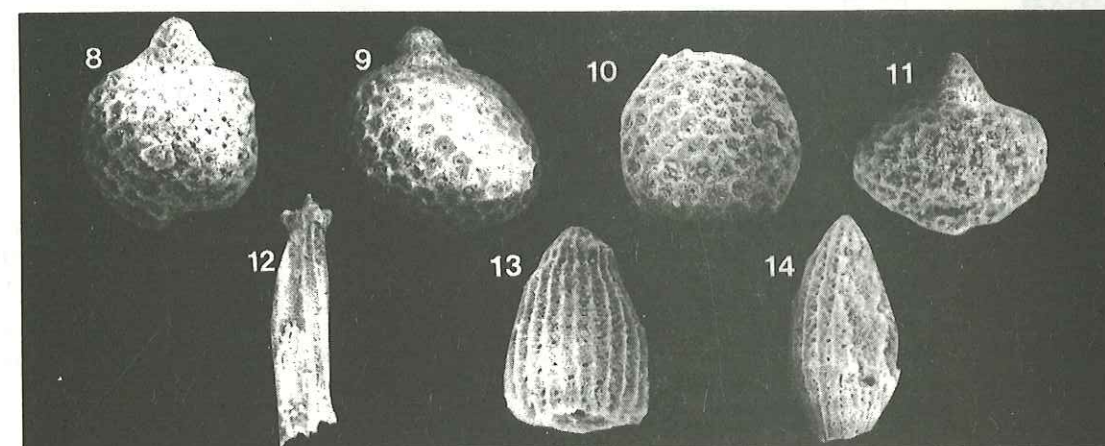
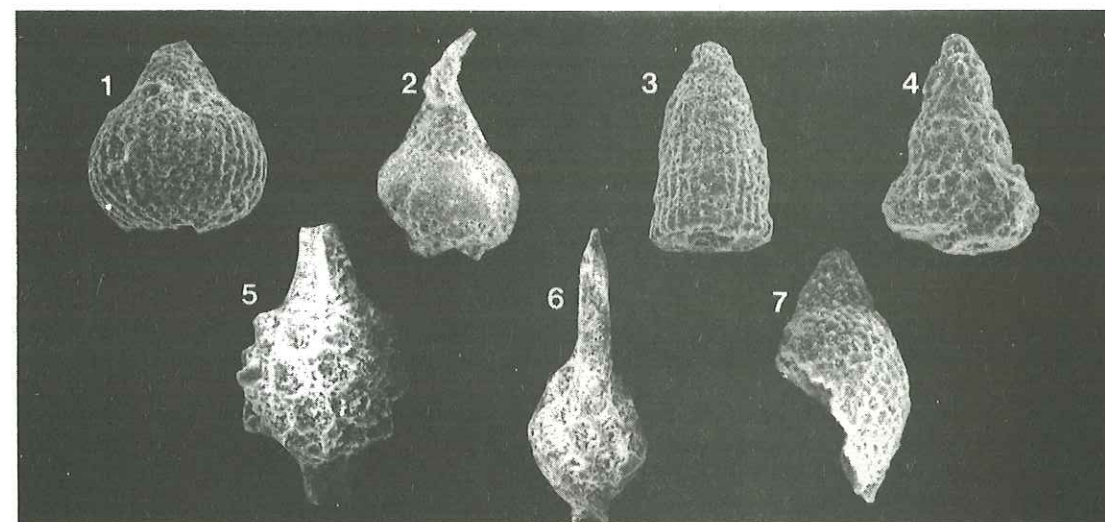


PLANCHE 5. - Les Radiolaires du secteur de Paskenta-Digger Creek. Dégagement C. Louvion, détermination A. Schaaf.

Ech. C54-4, radiolarite du mélange de Paskenta.

1: *Tricolocapsa plicarum*, X 315; 2: *Eucyrtidium unamensis*, X 350; 3: *Archeodictiomytra* X 255; 4: *Parvicingula schoolhousensis* ?, X 315; 5 & 6: *Pantanellium ultrasincerum*, X 380, 285; 7: *Sticocapsa* sp (convexa ?), X 315.

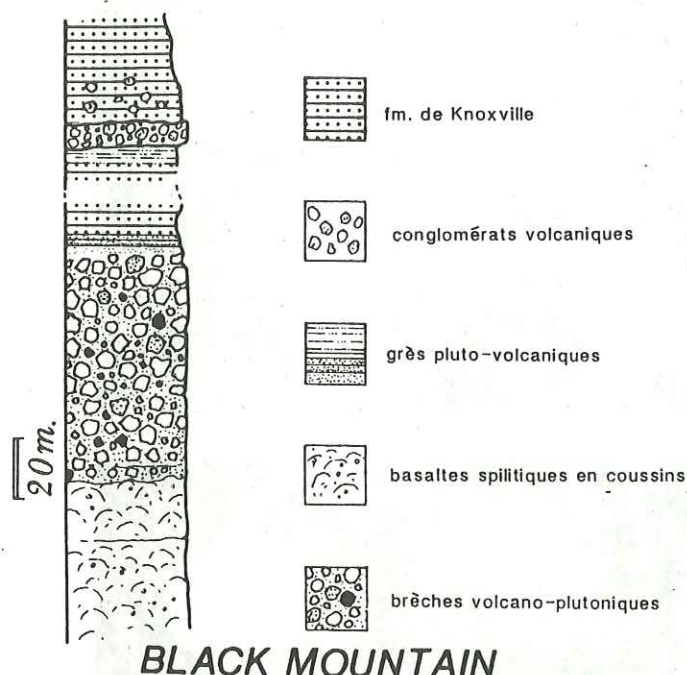
Ech. C58-3, radiolarite du mélange de Paskenta.

8, 11: *Zhamoidellum ventricosum*, X 285; 9 & 10: *Gongylothorax favosus*, X 285; 12: bras de *Emiluvia hopsoni*, X 280; 13: *Thanarla browneri*, X 215; 14: *Archeodictiomytra apiara*, X 215.

Ech C52-4, radiolarites interstratifiées dans les brèches du Digger Creek.

15 & 16: *Eucyrtidiellum ptyctum* ?, X 380; 17: *Eucyrtidium pustulatum*, X 315.

Cet ensemble détritique grossier est un assemblage mal trié de fragments anguleux de roches plutoniques (microgabbros, gabbros, diorites) et volcaniques (basaltes), cimentés par un grès "ophiolitique".



BLACK MOUNTAIN

Fig. 118. - Colonne lithostratigraphique synthétique rassemblant les observations effectuées dans le secteur de Black Mountain.

Son épaisseur totale reste difficile à estimer, elle dépasse toutefois 100 m. (fig. 118). Localement, au sein des brèches, s'intercalent des niveaux de granulométrie plus fine, d'arénites et de microbrèches, renfermant d'abondants fragments de grands plagioclases (issus vraisemblablement d'une source plutonique), de quartz et de fins débris de diorites et de volcanites basiques. Vers le haut de la séquence, ces niveaux deviennent plus abondants. Ils sont finalement recouverts par des grès pélitiques charbonneux, attribuables à la formation du Knoxville, où quelques passées conglomératiques épisodiques sont encore visibles (un galet extrait de ces niveaux est un fragment de basalte doléritique, analyse C41-8, tableau 10).

Mc Laughlin et Ohlin (1984) (voir également Hopson et al., 1981), décrivent des brèches identiques reposant en contact stratigraphique sur des gabbros (secteur de Mt Helena), c'est-à-dire dans une position tout à fait comparable à celle observée à l'Ouest de Paskenta. Insistons toutefois sur le fait que dans la localité qui nous intéresse directement ici, le substratum des brèches n'est pas un assemblage ophiolitique grenu pré-érodé, mais une épaisse séquence de laves en coussin.

C. - LE CANYON DE DEL PUERTO

1. Présentation

Les ophiolites du Coast Range forment de larges affleurements sur la bordure orientale de la fenêtre des Diablo Range (fig. 112, 113-3), l'un de ceux-ci, le plus vaste, constitue le fond et les flancs du Canyon de Del Puerto, dans sa partie centrale.

Quelques termes classiques d'un assemblage ophiolitique sont ici représentés, séparés le plus souvent par des contacts tectoniques. On rencontre ainsi :

- des ultrabasites, charriées en avant du complexe (Red Mountain),
- des gabbros localement foliés et traversés par plusieurs générations de plutonites acides dont une est datée de 155 ± 2 Ma (Hopson et al., 1981),
- un complexe de dykes (ou de sills ?),
- des laves et leur couverture sédimentaire. Celle-ci, bien développée plus au Sud, constitue le "Lotta Creek member" de Maddock (1964). Il s'agit d'un ensemble très épais (400 m.), montrant une alternance monotone de grès andésitiques et de grauwackes. Il est surmonté à son tour par les turbidites du Knoxville datées du Tithonique par des Lamellibranches (Maddock, 1964) (fig. 119).

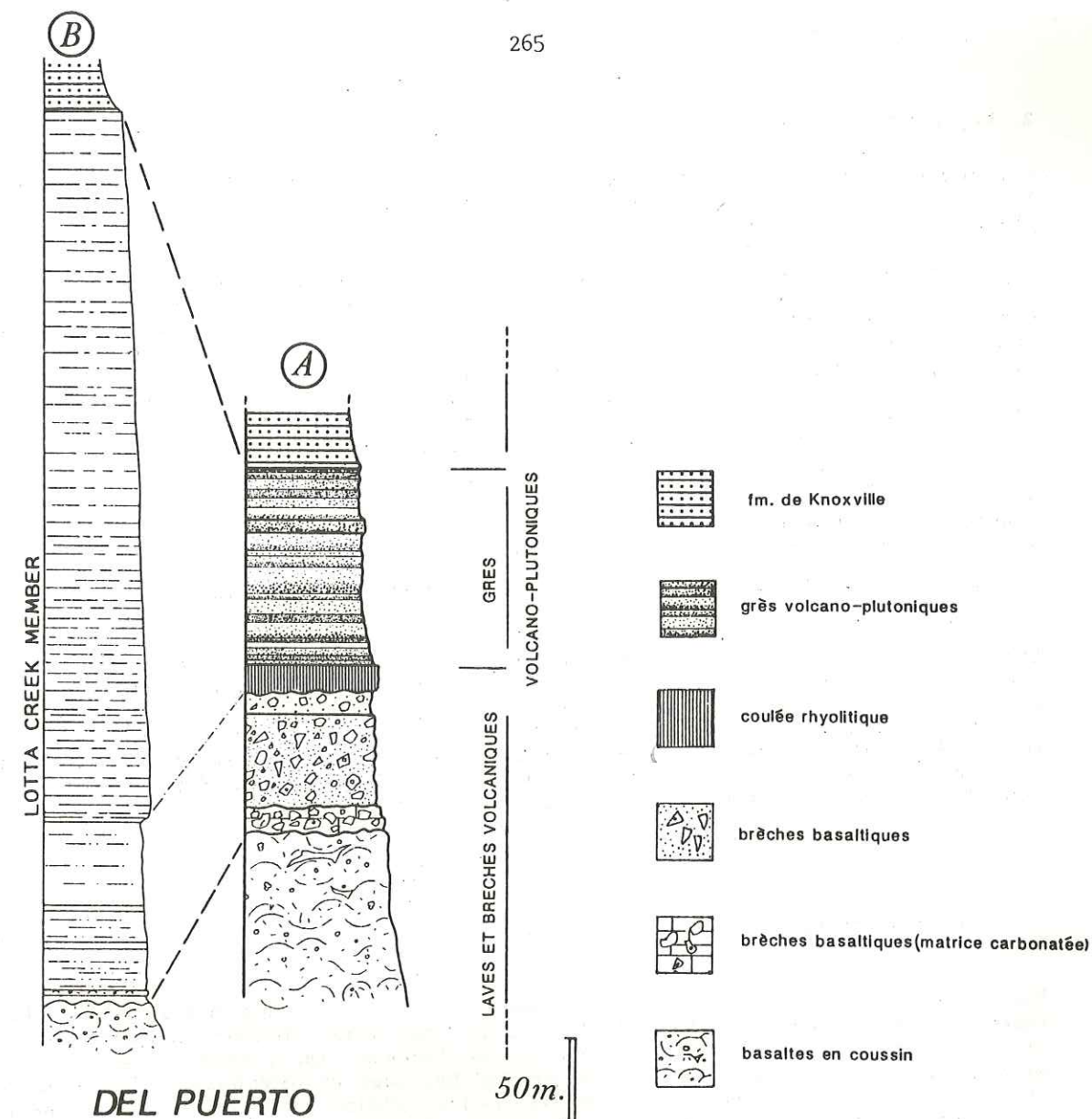


Fig. 119. - Colonnes lithostratigraphiques synthétiques de la partie supérieure des ophiolites du Canyon de Del Puerto.

- A. d'après les résultats de cette étude
B. d'après Maddock (1964) redessiné.

Pour Evarts et Schiffmann (1983), l'ensemble de ce complexe, aux affinités orogéniques marquées, s'est formé au sein d'un arc insulaire. Nos propres observations, très partielles, vont dans le sens de cette interprétation. Les gabbros montrent en effet des paragenèses hydroxylées, caractérisées par des biotites et des amphiboles primaires abondantes. De telles paragenèses sont classiques des plutonites d'arc (voir par exemple Girard, 1981). Les gabbros sont en outre traversés et même localement envahis par plusieurs générations de granodiorites, fait peu fréquent dans les ophiolites d'origine océanique.

L'examen de la couverture sédimentaire des laves confirme indirectement cette interprétation.

2. La coupe de Copper Mountain

Une coupe complète des laves aux premiers termes de la formation de Knoxville peut être réalisée à l'Ouest de Copper Mountain, le long d'un petit thalweg (fig. 113-3, 119).

Les laves, à la base, sont des basaltes spilitiques très vacuolaires à débit en coussin. Elles passent vers le haut à des brèches de coussins, surmontées à leur tour par des brèches d'éclatement à matrice calcaire, puis par des tufs autoclásticos grossiers. Une coulée rhyolitique (quartz - kératophyre, analyse C13-4, tableau 10 et fig. 122-C) qui surmonte ces brèches constitue le dernier témoin volcanique visible dans la série. Les niveaux suivants sont des épicastites, régulièrement stratifiées, en niveaux d'épaisseur décimétrique, granuloclassés. Il s'agit de grès contenant en proportion variable les éléments millimétriques suivants :

- grains de quartz anguleux,
- fragments de grands plagioclases (source plutonique probable),
- amphiboles détritiques,
- rares clinopyroxènes,

auxquels se mêlent des débris plus grossiers de roches plutoniques (gabbros) et plus rarement de volcanites basiques (fig. 122-F).

Les premiers niveaux de la formation de Knoxville surmontent ces épicastites sans discontinuité notable. Ils diffèrent nettement des grès sous-jacents par leur contenu plus élevé en fraction pélitique, l'absence d'amphiboles détritiques, la forme arrondie et le degré d'altération important des plagioclases et la présence de micas détritiques. On doit souligner également l'existence de débris végétaux parfois abondants. Tous les caractères traduisent une maturité plus grande de ce matériel détritique provenant d'une source relativement lointaine et évoluée.

D.- LE SECTEUR DE LLANADA

Nous nous transportons ici au Sud du Coast Range, à la pointe méridionale de la fenêtre des Diablo Ranges (fig. 112, 113-4). Les ophiolites étudiées affleurent au fond du Bitterwater Canyon, au Sud-Est du Col de Panoche. On y trouve une épaisse séquence volcanique et quelques termes grenus basiques et ultrabasiques affleurant ça et là à la faveur de petits escarpements. Leurs relations avec les volcanites ne peuvent être précisées (Enos, 1963 ; Bailey et al., 1970 ; Hopson et al., 1981).

Nous avons divisé la séquence volcanique en deux membres (fig. 120 et 121).

1. Le membre basal (500 m. d'épaisseur) est essentiellement constitué de metabasites spilitiques en coussin, dont nous discuterons, sur quelques échantillons, les affinités géochimiques (paragr. suivant). Ces laves font place, par endroit, à quelques passées carbonatées malheureusement stériles en fossiles. Un sill rhyolitique, alimentant le volcanisme sus-jacent, traverse les basaltes (affleurement visible en bordure de la route de Panoche).
2. Le second membre (1300 m. d'épaisseur) consiste en une alternance de tufs, de laves, de lahars et d'épicastites bréchiques de composition andésitique, dacitique ou rhyolitique.

Le niveau basal, épais de quelques décimètres, est une microbrèche tufacée, remaniant des fragments basaltiques et radiolaritiques provenant très probablement de l'érosion partielle du membre sous-jacent sur lequel il repose d'ailleurs en légère discordance. La surface supérieure de ce niveau est remarquablement plane et semble avoir été façonnée par de violents courants sous-marins. Les horizons sous-jacents sont des tufs et tuffites siliceux à grain fin, granuloclassés et régulièrement stratifiés. Les minéraux et les débris rocheux qu'ils renferment sont caractéristiques du volcanisme calco-alcalin : abondants quartz rhyolitiques, hornblendes, débris de rhyolites, de plagioclases, d'apatites, etc ... Leur composition chimique globale est voisine de celle d'une rhyolite ($\text{SiO}_2 \geq 72\%$, analyses C5-6, C5-10, C7, tableau 10).

Déformés par endroit, ils montrent un clivage schisteux grossier. Ils ont également subi un métamorphisme de type schistes verts de bas grade, marqué par une para-

génèse secondaire à chlorite, épidote, actinote et micas blancs. Quelques radiolaires mal conservés extraits de ces niveaux ont été attribués au Kimméridgien supérieur (Hopson et al., 1981).

Les grès sont recouverts à leur tour par des métadacites à texture microlitique (quartz - kératophyre, analyse C5-7, tableau 10), associées à des tufs porcellanés très fins envahis par la pumpellyite. Viennent ensuite des brèches de lahars renfermant des blocs décimétriques d'andésites et de rhyolites cimentés par une matrice tufacée blanche, pulvérulente. Des brèches volcaniques plus compactes, à éléments dacitiques, sont interstratifiées au sein des lahars (éch. C35-1, tableau 10).

La série se poursuit par une alternance monotone de brèches volcanogéniques. Quelques niveaux de radiolarites tufacées bleutées apparaissent par endroit, ils renferment des radiolaires malheureusement difficiles à extraire.

Les niveaux inférieurs de la formation du Knoxville (Tithonique moyen - supérieur) viennent recouvrir (en discordance selon Enos, 1963) cette épaisse séquence essentiellement volcanique.

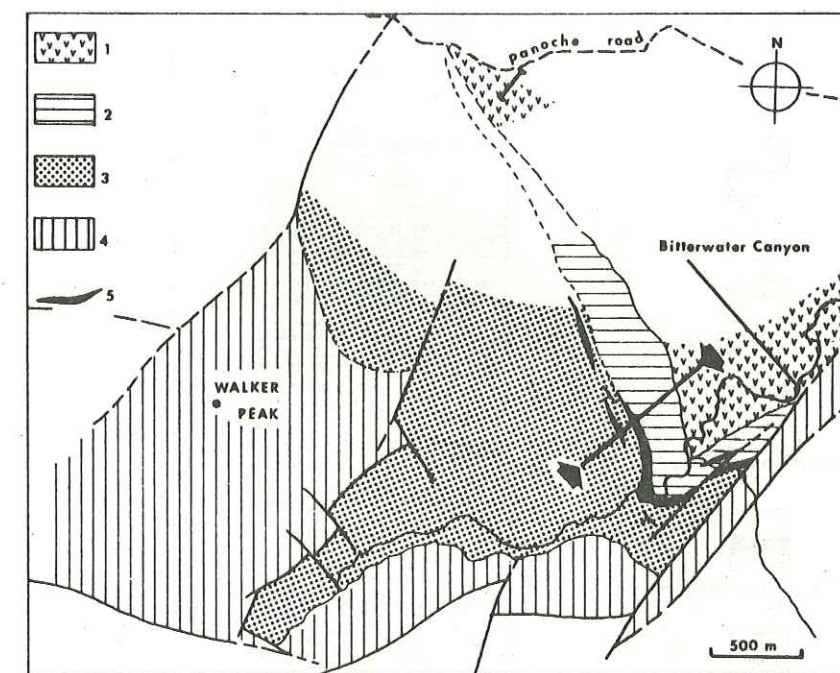


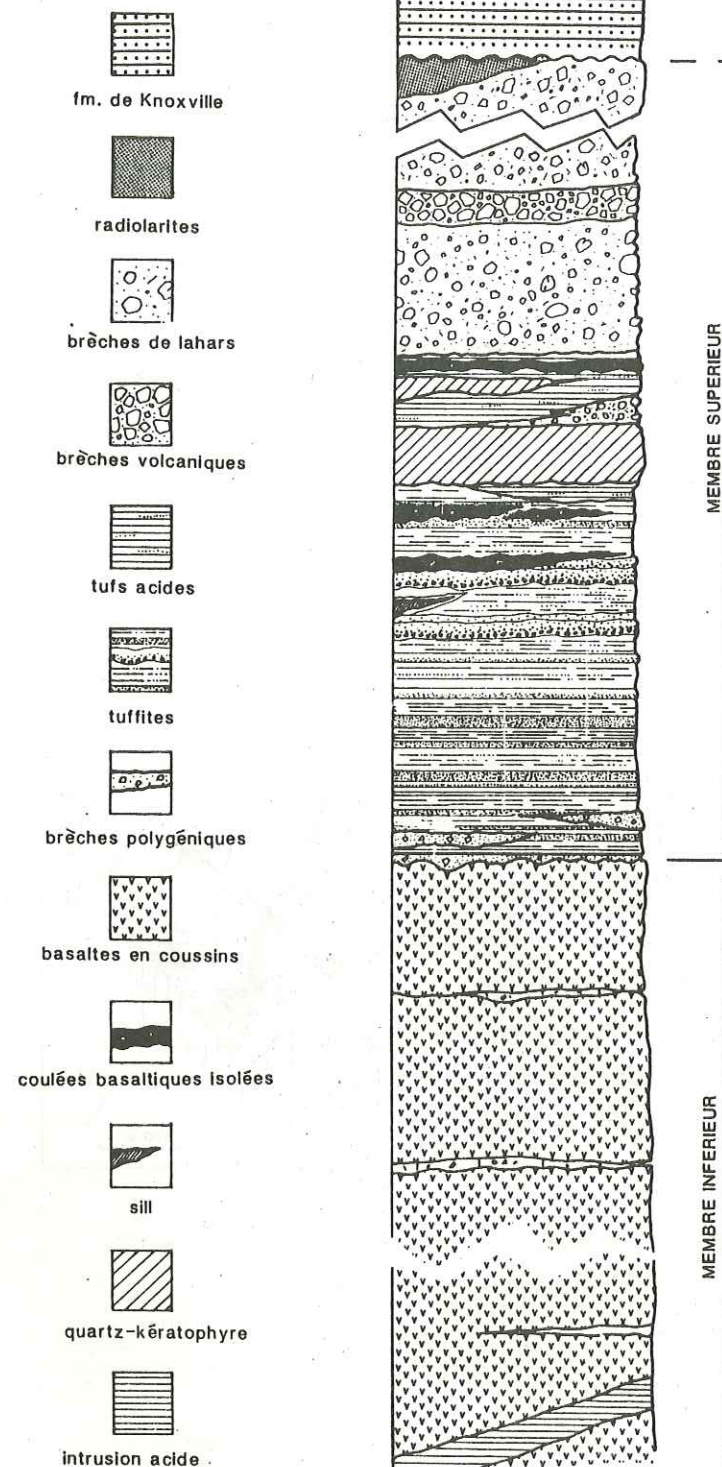
Fig. 120.- Carte structurale schématique des ophiolites de Llanada.

- | | |
|--|------------------|
| 1. Basaltes en coussins (membre inférieur) | |
| 2. Tufs et grès volcanogènes | membre supérieur |
| 3. Lahars et tufs | |
| 4. Formation de Knoxville | |
| 5. Quartz - kératophyres. | |

II.- PETROLOGIE DES LAVES, AFFINITES GEOCHIMIQUES.

A. LES TEXTURES

La plupart des volcanites des ophiolites du Coast Range ont subi une intense altération hydrothermale, se traduisant par le développement de paragenèses de faciès schistes verts (Evarts et Schiffman, 1983 ; Shervais et Kimbrough, 1985).



LLANADA

Fig. 121 .- Les ophiolites de Llanada. Colonne synthétique de l'édifice volcanique.

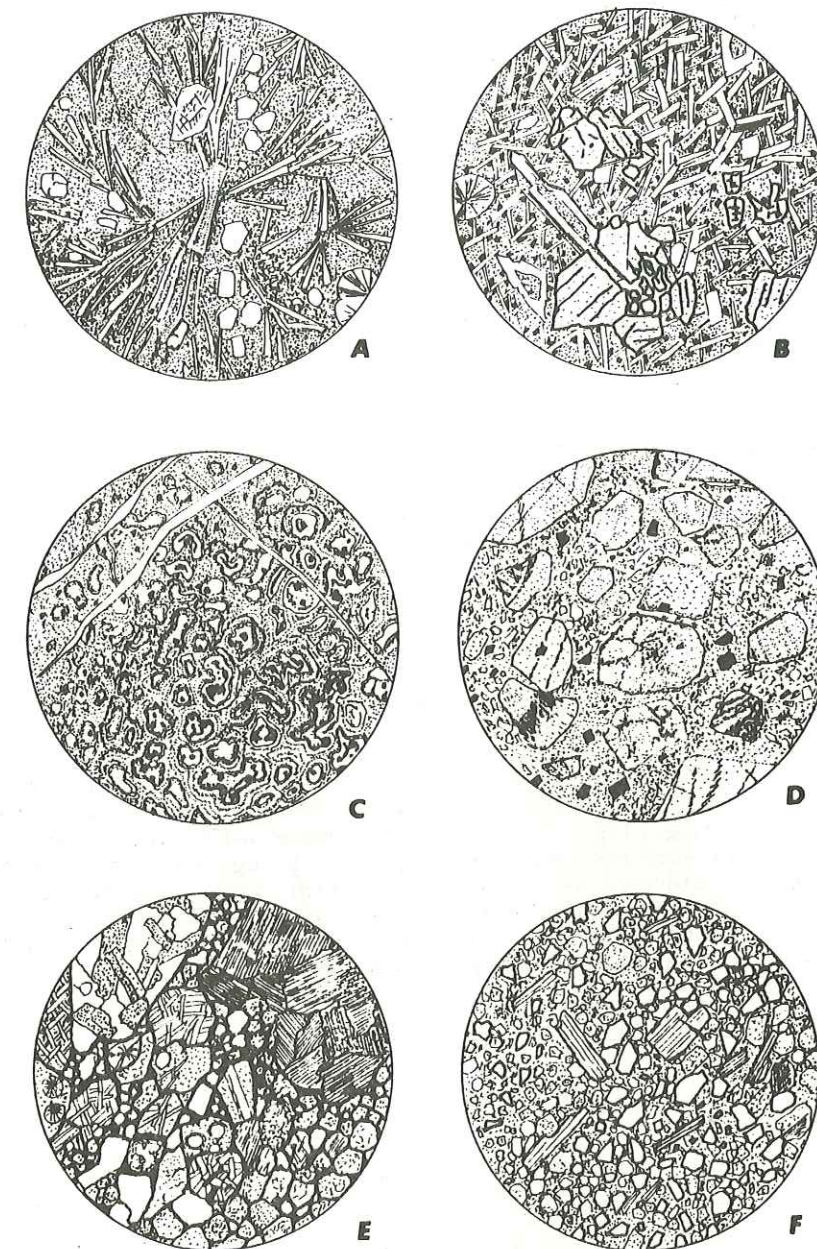


Fig. 122 .- Quelques faciès microscopiques représentatifs des roches rencontrées dans la partie supérieure des ophiolites du Coast Range (grossissement : X 25).

- A. Lave en coussin, texture aphyrique (Llanada) ;
- B. Lave en coussin, texture porphyrique (Digger Creek) ;
- C. Métarhyolite (Del Puerto) ;
- D. Microbrèche serpentineuse (mélange de Paskenta) ;
- E. Grès "ophiolitique" (Digger Creek) : fragments de pyroxénites, de granodiorites, de volcanites basiques, de quartz et de plagioclases.
- F. Grès d'origine plutonique (Del Puerto) : débris de feldspaths, de quartz et d'amphiboles.

Deux grands groupes pétrologiques peuvent y être distingués :

1. des metabasites et méta-andésites (spilitites), dans lesquels les plagioclases sont totalement albitisés et les olivines généralement remplacées par des agrégats riches en calcite microgranulaire. Les verres interstitiels sont envahis par un feutrage de calcite, chlorite et actinote. Quelques phénocristaux de clinopyroxènes sont conservés localement (voir ci-après) ;
2. des métadacites et métarhyolites (quartz - kératophyres) généralement affectées par une importante silicification secondaire.

Les metabasites présentent deux types texturaux (fig. 122, A, B) :

- des laves porphyriques, vacuolaires, à grands clinopyroxènes et rares olivines calcitisées (Del Puerto). Elles forment les coulées interstratifiées au sein des brèches de Digger Creek, et les séquences volcaniques de Del Puerto et de Black Mountain ;
- des laves aphyriques ou subaphyriques, à débit en coussin, contenant de rares clinopyroxènes de petite taille. Les figures de trempe y sont fréquentes. Elles constituent la plupart des blocs volcaniques du mélange de Paskenta, et la totalité du membre inférieur de Llanada.

B .- GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS

25 analyses géochimiques sur roche totale sont reportées dans le tableau 10. La place des échantillons analysés au sein des colonnes lithostratigraphiques a été précisée dans le texte qui précède, elle est rappelée dans ce tableau.

Toutes les analyses se caractérisent par une perte au feu élevée (jusqu'à 9 %), ce que laissait présager leur caractère spilitique. En conséquence, on doit s'attendre à ce que les valeurs obtenues ici ne correspondent pas rigoureusement aux teneurs originelles. Nous limiterons donc notre discussion à quelques éléments réputés peu mobiles dans les processus d'altération hydrothermale, parmi ceux-ci, le titane permet de proposer une première discrimination. En effet, les teneurs en TiO_2 des metabasites sont basses ($< 1,7\%$). Malgré le faible nombre d'analyses, l'utilisation du diagramme $\text{TiO}_2/(\text{FeO}^*/\text{MgO})$, permet de mettre en évidence deux grandes tendances dans le comportement du titane (fig. 123). Les laves du membre inférieur de Llanada et de Black Mountain montrent un enrichissement en TiO_2 avec l'augmentation du rapport FeO^*/MgO . Ce comportement caractérise les tholéiites évoluant sous forte fugacité d'oxygène. A l'inverse, les basaltes du Digger Creek voient leurs teneurs en TiO_2 décroître avec l'augmentation du rapport FeO^*/MgO , ce qui correspond à un comportement assez classique dans les séries magmatiques orogéniques.

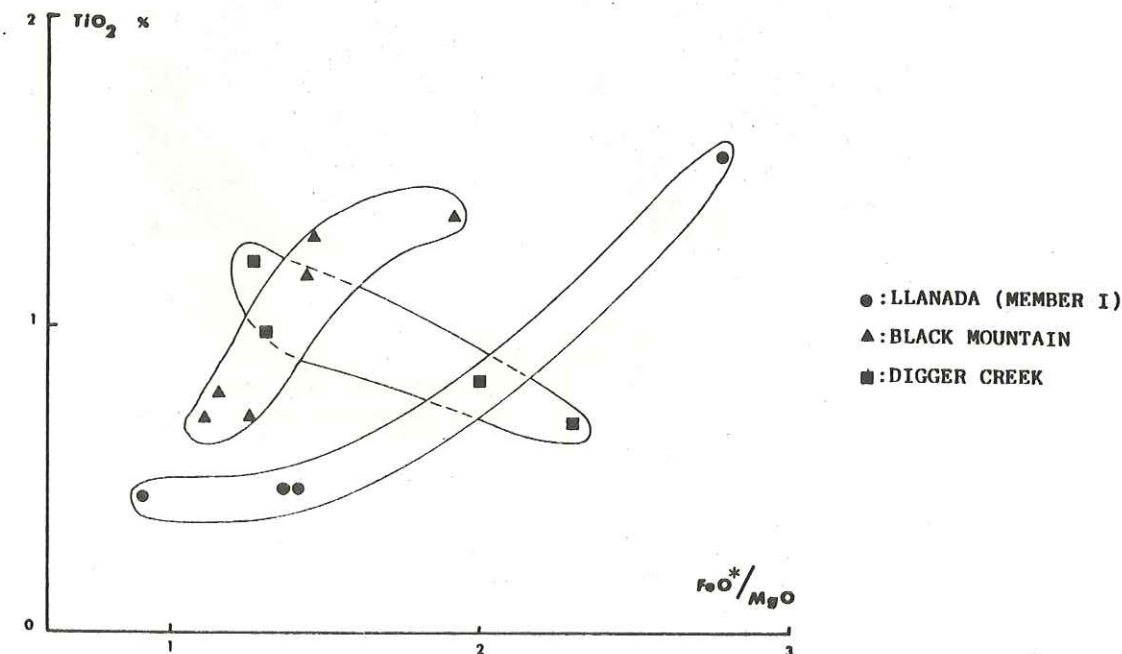


Fig. 123 .- Diagramme TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO .

Cette opposition dans les comportements du titane a été remarquée également par Shervais et Kimbrough (1985).

C .- COMPOSITION DES CLINOPYROXENES

Dans des metabasites très altérées, comme le matériel étudié ici, les clinopyroxènes, lorsqu'ils sont préservés, peuvent être de bons indicateurs des affinités magmatiques de leurs roches hôtes (Nisbet et Pearce, 1977 ; Leterrier et al., 1982). Dans notre cas, nous l'avons dit, les laves étudiées sont parfois riches en pyroxènes reliques ; les analyses de certains d'entre eux sont reportées dans le tableau 12).

Pour tenter de caractériser, selon cette méthode, les affinités géochimiques des metabasites, nous avons utilisé les diagrammes de discrimination de Leterrier et al. (1982) (fig. 124). Dans le diagramme $\text{Ti}/(\text{Ca} + \text{Na})$, l'ensemble des points représentant nos analyses se groupe dans le champ défini par les compositions des clinopyroxènes de basaltes non-alkalins, ce qui concorde par ailleurs avec les faibles teneurs en TiO_2 présentées par les laves correspondantes.

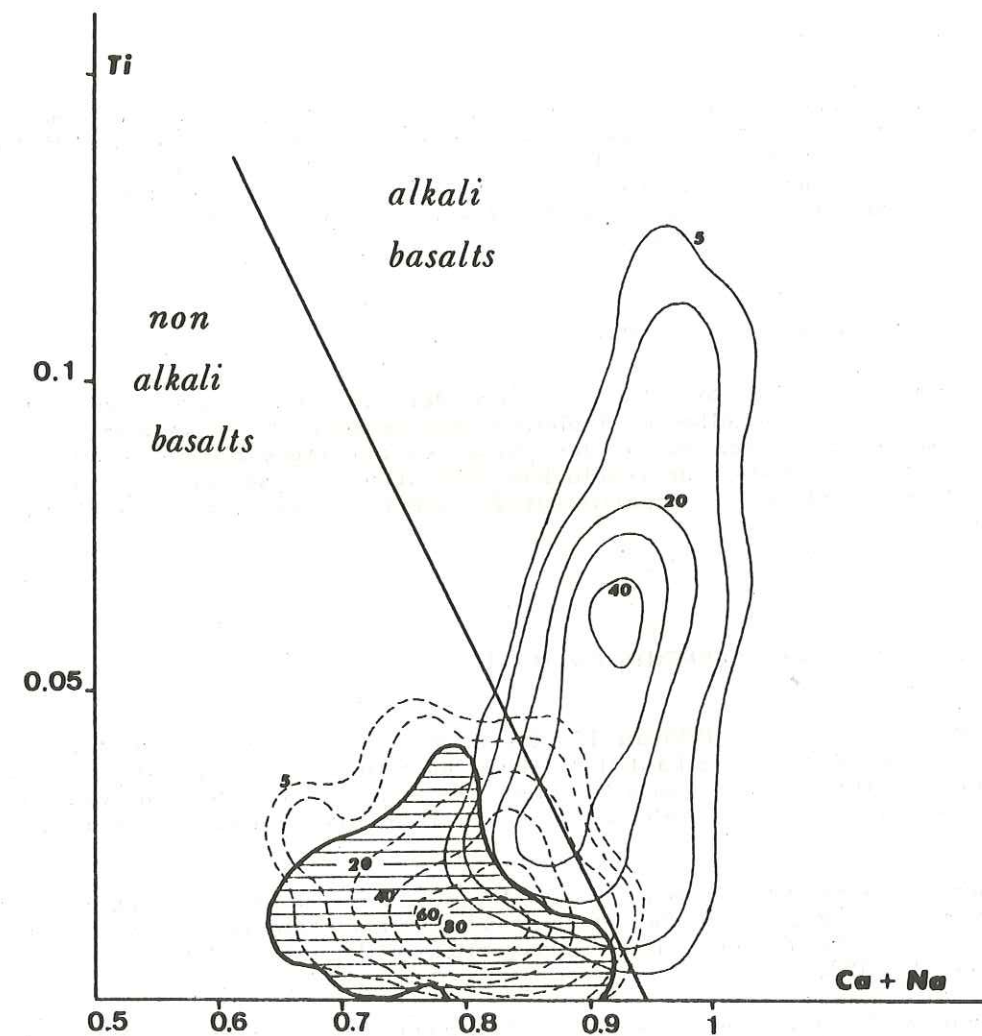


Fig. 124 .- Diagramme $\text{Ti}/(\text{Ca} + \text{Na})$ de Leterrier et al. (1982) pour l'ensemble des pyroxènes analysées (champ hachuré).

Dans le diagramme $Ti + Cr/Ca$, qui permet de séparer les champs des clinopyroxènes provenant soit de basaltes orogéniques (tholéiites d'arc et basaltes calco-alcalins) soit de tholéiites non-orogéniques (MORB, tholéiites intraplaques et basaltes des bassins arrière-arc), la distribution des points correspondant à nos analyses est plus variée. En conséquence, la discussion se fera cas par cas.

1. Paskenta, Digger Creek (fig. 125A à D)

Les pyroxènes d'un bloc de lave du mélange de Paskenta fournissent des teneurs qui s'inscrivent dans le champ défini par les pyroxènes des tholéiites non orogéniques (diagramme A). A l'inverse, les compositions des pyroxènes des laves interstratifiées au sein des brèches de Digger Creek (diagramme C) ou remaniées à l'état de blocs dans cette même brèche (diagramme B), sont comparables à celles des basaltes des domaines orogéniques. Les pyroxènes détritiques, abondants au sein des brèches ont, en revanche, des compositions dont les caractères sont moins homogènes (diagramme D ; sur ce diagramme, les analyses provenant d'un même cristal sont représentées par des points reliés d'un trait). La cause de cette dispersion est à rechercher dans la diversité des sources possibles, et notamment, dans l'existence d'une alimentation plutonique très probable.

2. Llanada (fig. 125 E et F)

Dans les laves subaphyriques de ce secteur, deux échantillons seulement ont livré des pyroxènes frais analysables. L'un d'eux provient du membre inférieur (diagramme E) et l'autre d'une coulée interstratifiée dans les grès volcanoclastiques du membre supérieur, quelques mètres sous l'épaisse coulée de métadacite (diagramme F). Les compositions de leurs pyroxènes se rassemblent sans ambiguïté dans le champ caractéristique des tholéiites non orogéniques.

3. Black Mountain (fig. 125 G et H)

Les pyroxènes d'un bloc doléritique remanié dans les brèches présentent des compositions assez voisines de celles de tholéiites non orogéniques (diagramme G). Par contre, les compositions obtenues sur les pyroxènes des laves massives sous-jacentes ne permettent pas de proposer de conclusions définitives, puisqu'en effet, les points représentant ces analyses se répartissent à cheval sur la limite des champs définis (diagramme H).

D. - COMPOTEMENT DES ELEMENTS EN TRACE

Nous avons reporté sur le tableau 10, les teneurs en Rb, Sr, Cr, Co et Ni des 25 roches concernées. Pour dix échantillons dont les compositions apparaissaient comme les plus représentatives, nous avons complété ces données par des analyses d'éléments en trace supplémentaires (tableau 11) (analyses par activation neutronique, J.L. Joron, Saclay).

Les basaltes orogéniques peuvent être distingués des tholéiites de type MORB par leur enrichissement en Rb, Sr et Ba, et leur relative pauvreté en Nb, Ta, Ti et V, par rapport aux autres éléments hygromagmaphiles (Gill, 1981 ; Wood et al., 1979 ; Briquieu et al., 1984).

Ils présentent de plus, des teneurs généralement faibles en Cr et Ni, en raison de la rareté relative des termes primitifs dans les séries d'arc insulaire.

Par contre, il est plus délicat d'établir des distinctions entre les basaltes des bassins arrière-arc et les tholéiites de type MORB. En effet, les compositions respectives de ces roches sont le plus souvent très voisines (Hawkins, 1977). Néanmoins, plusieurs auteurs ont montré que par certains de leurs caractères géochimiques, les basaltes des bassins arrière-arc montrent quelques affinités avec des magmas des zones orogéniques, tout en restant globalement dans la lignée des MORB. Ces caractères correspondent à des teneurs assez élevées en K, Rb, Sr, Ba et anormalement faibles en

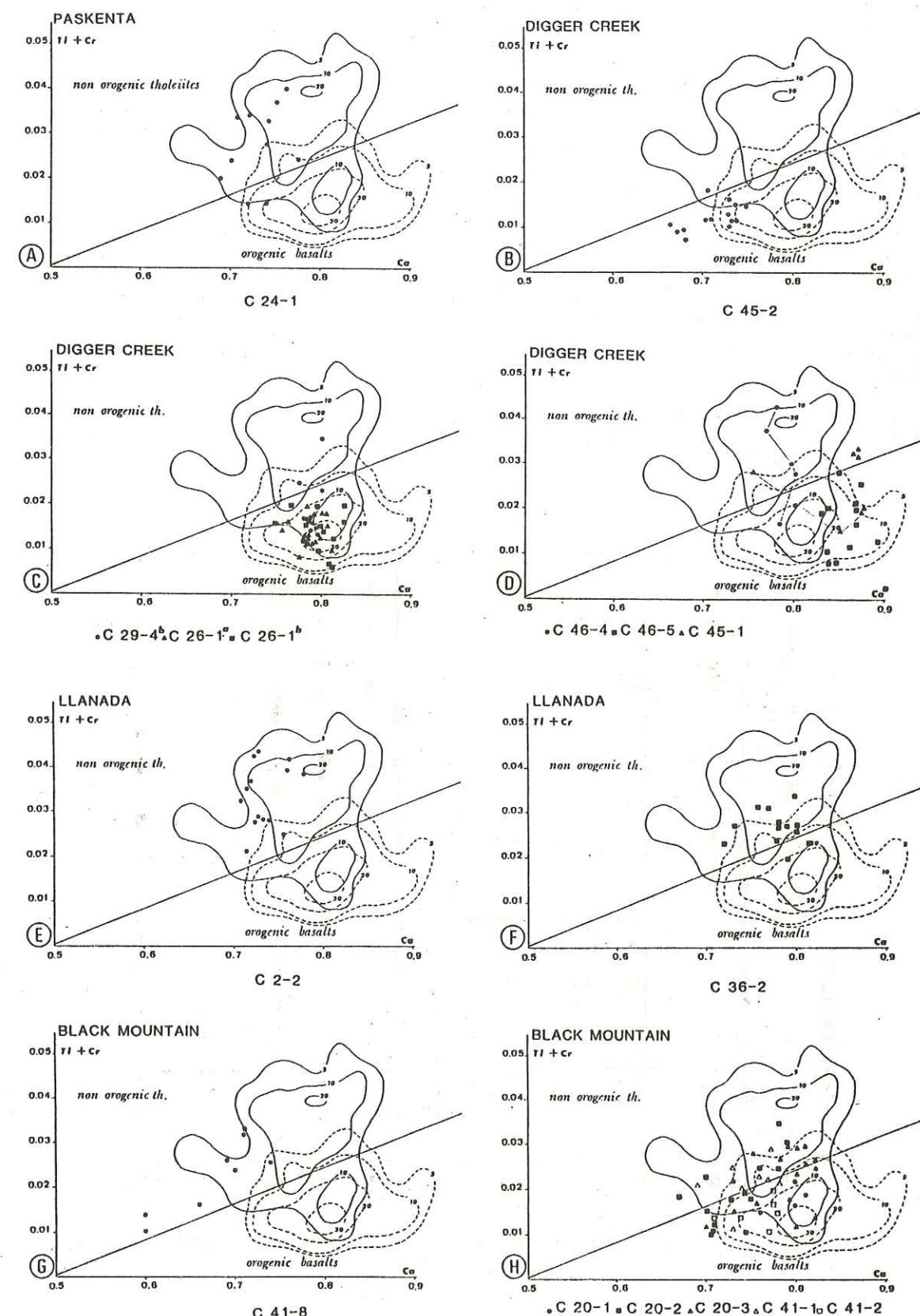


Fig. 125. - Diagrammes $Ti + Cr/Ca$ de Leterrier et al. (1982) (commentaires et provenance des échantillons, voir texte).

Nb, Ta et Ti, par rapport aux autres éléments hygromagmaphiles (Gill, 1976 ; Hawkins, 1980 ; Saunders et al., 1980 ; Tarney et al., 1981 ; Saunders et Tarney, 1984).

Dans le cas des spilites du Coast Range, nous ne pouvons utiliser ces critères sans précautions. Rb, Sr et Ba sont en effet des éléments mobiles dans les phénomènes d'altération. Ici, leurs teneurs tout en restant faibles, varient assez largement entre les échantillons d'une même unité magmatique (tableau 10 et 11). Ainsi, comme le font Shervais et Kimbrough (1985), nous ne fonderons nos conclusions que sur le comportement d'éléments réputés peu mobiles.

Les teneurs en chrome et nickel de la plupart des metabasites (Llanada, Black Mountain, mélange de Paskenta) sont assez élevées et comparables aux valeurs classiques présentées par les tholéiites océaniques et les basaltes des bassins arrière-arc ($Cr = 350 - 100$ ppm, $Ni = 35 - 115$ ppm). Elles présentent une corrélation négative avec le rapport FeO^*/MgO , ce qui pourrait indiquer une évolution par fractionnement de chromite et d'olivine. En revanche, les teneurs en Cr et Ni des laves du Digger Creek sont faibles ($Cr < 80$ ppm, $Ni < 35$ ppm), comme dans la plupart des basaltes d'affinité orogénique.

Les concentrations normalisées au chondrite des éléments tels que Th, Ta, Zr, Hf et Ti ont été reportées dans un diagramme de type Coryell - Masuda "étendu" (Bougault, 1980 ; Briquet et al., 1984 ; fig. 126).

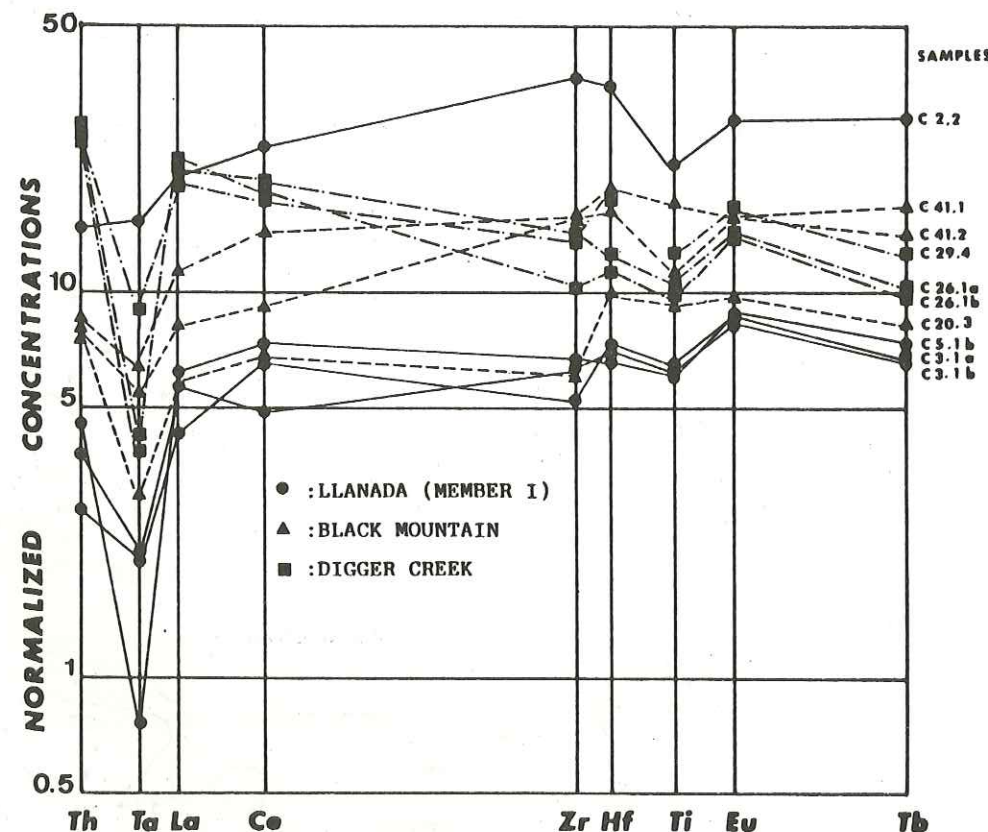


Fig. 126 -- Diagramme de "Coryell - Masuda" "étendu" (Bougault, 1980 ; Briquet et al., 1984).

Deux résultats se dégagent à la lecture de ce diagramme.

1. Les trois échantillons du Digger Creek (C29-4, C26-1a et C26-1b) sont enrichis en terres rares légères ($La_N/Tb_N = 1,5 - 2,3$) et présentent ainsi des caractéristiques assez typiques des laves orogéniques. A l'inverse, la totalité des échantillons restant sont appauvris en terres rares légères ($La_N/Tb_N = 0,65 - 0,85$) et pourraient

montrer par là une affinité avec les laves des domaines non orogéniques. En fait, ces caractères ne sont pas réellement discriminants. En effet, des profils de terres rares de type "enrichi" et "appauvri" ont parfois été décrits indifféremment dans des laves issus de contextes orogéniques ou non orogéniques. De ce fait, ces caractères ne constituent que des indications que d'autres arguments doivent venir confirmer.

2. Tous les profils montrent des anomalies négatives en Ti et Ta. Ces anomalies sont généralement considérées comme caractéristiques des magmas mis en place en contexte de subduction (Briqueu et al., 1984), mais existent également dans certains basaltes de bassin arrière-arc (Tarney et al., 1981 ; Saunders et Tarney, 1984). Notons que ces anomalies sont plus marquées dans les laves du Digger Creek et dans l'échantillon de Llanada C5-1b. Celui-ci, prélevé au sommet du membre inférieur, pourrait représenter un type transitionnel entre les magmas des parties inférieure et supérieure de l'assemblage volcanique.

L'interaction entre ces deux faits ainsi dégagés (opposition dans la forme des profils de terres rares et variabilité dans l'ampleur des anomalies négatives en Ti - Ta) conduit à proposer des interprétations différentes pour chaque type étudié. Les rapports Th/Hf des laves de Digger Creek atteignent ainsi des valeurs comprises entre 0,3 et 0,5, communément rencontrées dans les laves des domaines orogéniques. A l'inverse, ces rapports sont inférieurs à 0,2 dans le cas des basaltes de Llanada et de Black Mountain, atteignant par là des valeurs caractéristiques des tholéiites des domaines non orogéniques.

Le diagramme Th/Ta (Joron et Treuil, 1977 ; Joron et al., 1983) (fig. 127) permet de distinguer les basaltes orogéniques ($Th/Ta \neq 1$) des basaltes non orogéniques ($Th/Ta > 1$). Dans ce diagramme, les points représentatifs des basaltes de Llanada et de Black Mountain (à l'exception de l'échantillon C5-1b) se rassemblent autour des droites $Th/Ta = 1$ et $Th/Ta = 2$ (basaltes non orogéniques), s'écartent ainsi nettement des points représentant les analyses de Digger Creek ($Th/Ta > 5$).

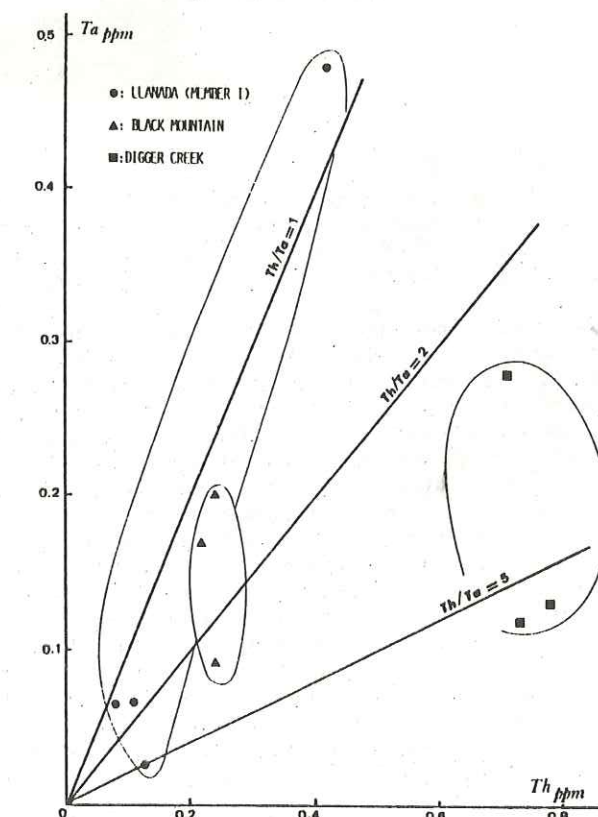
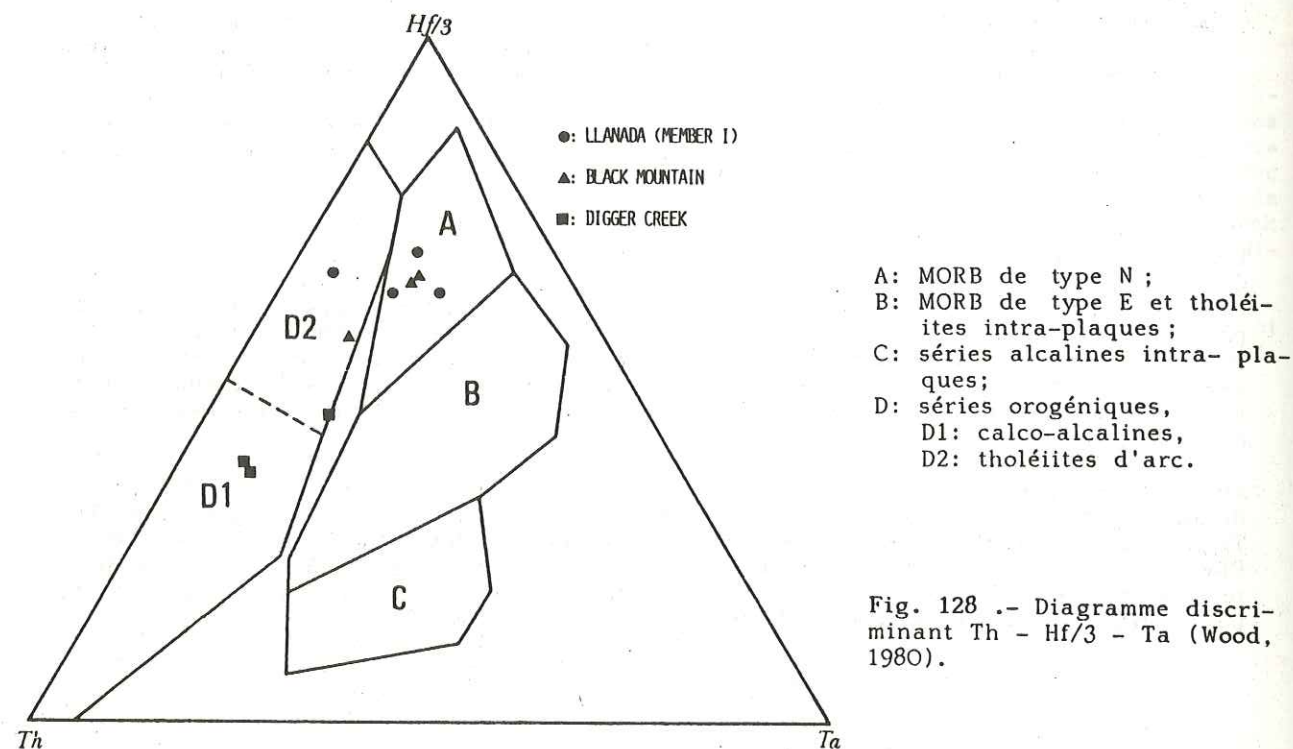


Fig. 127 -- Diagramme Ta/Th (Joron et Treuil, 1977).

Enfin, dans le diagramme Th - Hf/3 - Ta (Wood et al., 1979 ; Wood, 1980), les analyses les plus appauvries en Ta (Digger Creek, C5-1b de Llanada et C20-3 de Black Mountain) se rassemblent dans le champ caractérisant les basaltes orogéniques, les autres (Llanada et Black Mountain) se regroupent dans le champ des MORB (fig. 128).



E .- CONCLUSIONS

Finalement, en dépit de leur altération, les metabasites du Coast Range se sont avérées susceptibles de fournir quelques données d'ordre minéralogique et géochimique permettant non pas de trancher définitivement sur leur origine, mais au moins de préciser et de discuter leurs affinités.

Les basaltes du Digger Creek montrent des caractères minéralogiques (composition des pyroxènes) et géochimiques (% en TiO_2 décroissant avec l'augmentation du rapport FeO^*/MgO , faibles teneurs en Cr et Ni, profils de terres rares de type "enrichis", forte anomalie négative en Ta et Ti, rapports Th/Ta élevés), compatibles avec une origine dans un environnement de type arc insulaire, ce que laissait prévoir d'ailleurs l'abondance des détritiques calco-alcalins au sein des brèches avoisinantes. Les laves de Black Mountain et Llanada présentent des caractères assez voisins de ceux rencontrés dans les tholéiites des domaines non orogéniques : % en TiO_2 augmentant conjointement avec le rapport FeO^*/MgO , hautes teneurs en Cr et Ni, profils appauvris en terres rares légères, valeurs faibles des rapports Th/Hf et Th/Ta. Les compositions de leurs clinopyroxènes se groupent soit dans le champ des tholéiites non orogéniques (Llanada) soit à l'intersection entre les champs des tholéiites non orogéniques et des basaltes orogéniques (Black Mountain). Toutefois, ces laves s'éloignent des MORB typiques par leurs anomalies négatives en Ta et Ti, faits propres aux magmas des zones orogéniques, mais également caractéristiques des basaltes de bassins arrière arc. En conséquence, leurs affinités pétrologiques nous invitent à les rapprocher des laves mises en place dans une zone d'accrétion océanique au voisinage de frontières en subduction. Un contexte type bassin arrière-arc peut ainsi être retenu.

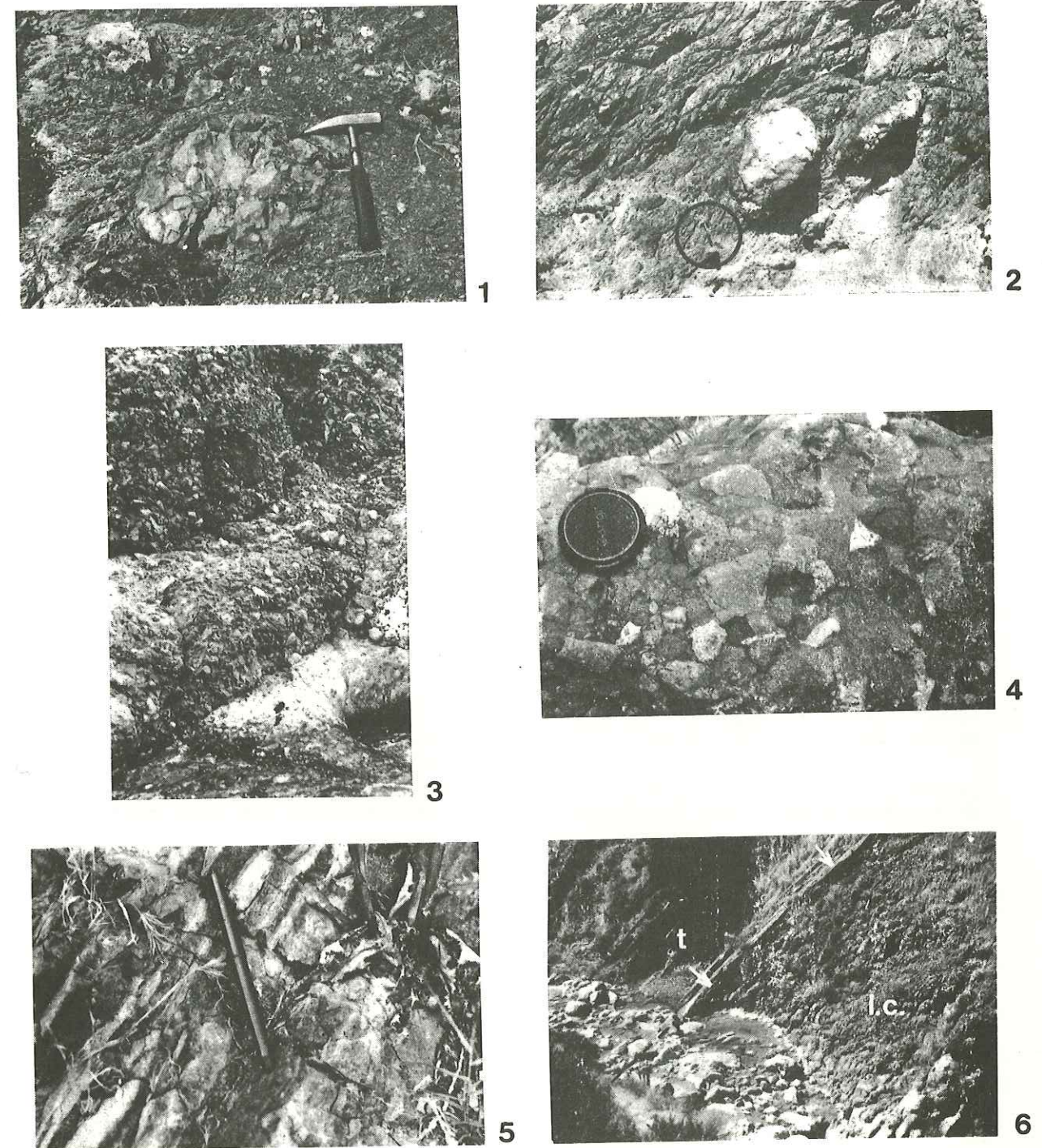


PLANCHE 6. - Ophiolites et brèches du Coast Range de Californie.

- 1 et 2: Blocs de lave dans le mélange serpentinite de Paskenta.
3: Les brèches du Digger Creek (hauteur représentée, 3m environ).
4: Les brèches du Digger Creek (détail).
5: Tuffites litées, membre supérieur de Llanada.
6: Vue sur le contact (flèches) entre le membre inférieur (laves en coussins: l.c.) et le membre supérieur (tufs acides et tuffites litées: t) de Llanada, le long du Bitterwater Canyon.

CHAPITRE III

CONCLUSIONS

UN MODELE D'EVOLUTION DE LA MARGE NORD-AMERICAINE

AU JURASSIQUE MOYEN-SUPERIEUR

COMPARAISON AVEC LE SW PACIFIQUE

I .- RAPPELS DES PRINCIPAUX FAITS ETABLIS

L'analyse lithostratigraphique et pétrologique conduite ici montre finalement que la couverture des "ophiolites" du Coast Range se compose de deux ensembles stratigraphiquement superposés :

1. une séquence volcanique et/ou détritique, comprenant des brèches dérivant du démantèlement local d'édifices de type arc insulaire ;
2. la formation de Knoxville, elle aussi détritique, également alimentée par une source de type arc insulaire, mais dont les faciès plus fins et plus matures sont remarquablement homogènes à l'échelle du Coast Range. Cette formation est datée du Tithonique moyen - supérieur.

Revenons sur le premier ensemble. Dans le secteur du Digger Creek, sa base a été datée du Kimméridgien terminal. Par extension et compte tenu de la présence constante à son sommet de la formation de Knoxville, on peut donc proposer un âge Kimméridgien terminal - Tithonique inférieur, pour sa mise en place. Rencontré dans chaque localité, il présente néanmoins des caractères très variés, en effet :

- il s'agit, soit de brèches grossières accumulées en d'épaisses séries (Digger Creek, Black Mountain), soit de grès volcano-plutoniques (Del Puerto, membre supérieur de Llanada) ;
- localement, le dépôt de ces détritiques s'est accompagné de la mise en place de coulées basaltiques d'affinités orogéniques (Digger Creek) et même de l'édification d'une puissante série volcanique d'arc (membre supérieur du Llanada).

Le substratum de cet ensemble volcanique et volcanodétritique est également varié, nous avons rencontré en effet :

- des coulées basaltiques (Llanada et Black Mountain) qui, par leurs caractères géochimiques, peuvent être rapprochées de laves mises en place dans un bassin arrière arc. A Black Mountain, ces laves sont datées par Radiolaires, de l'Oxfordien - Tithonique basal (Mc Laughlin, 1974 ; Mc Laughlin et Pessagno, 1978). On pourrait rattacher à ces ensembles, les blocs de laves du mélange de Paskenta, d'affinité tholéiitique et dont les couvertures radiolaritiques ont fourni des fossiles du Callovo-Oxfordien (Roure, 1984 et cette étude).
- un "complexe ophiolitique" affleurant dans le secteur de Digger Creek et le Canyon de Del Puerto. Nous avons montré localement, que ce soubassement ophiolitique a été tectonisé et érodé avant le dépôt des brèches sus-jacentes.

Pour Evart et Schiffman (1983), les ophiolites de Del Puerto représentent un complexe d'arc. Des recherches complémentaires sont nécessaires pour étendre ces conclusions à l'assemblage grenu du Digger Creek. Toutefois, des données indirectes nous autorisent pour l'instant à franchir ce pas. En effet, les roches gabbroïques de ce secteur pourraient représenter les parties profondes d'un arc dont les termes sus-jacents érodés se retrouveraient pour partie dans les brèches ophiolitiques. Celles-ci, nous l'avons vu, remanient en abondance, des fragments plutoniques et volcaniques arrachés à un arc proche.

A travers l'ensemble du Coast Range, les gabbros et faciès associés ont fourni des âges indiquant le Jurassique moyen (aux alentours de 160 Ma). Les filons souvent plus leucocrates qui les recoupent ont livré des âges plus récents (150 Ma environ) (Hopson et al., 1981).

II.- LES FORMATIONS DETRITIQUES RECOUVRANT LES OPHIOLITES : ECHO LOINTAIN DE LA PHASE NEVADIENNE ?

Par bien des aspects, les situations décrites ici tendent à montrer qu'une importante mobilisation tectonique a affecté le substratum pluto-volcanique dès le Kimméridgien terminal. Cette mobilisation s'est probablement atténuée, localement au moins, au Tithonique moyen, avec la généralisation des dépôts turbiditiques du Knoxville.

Cette activité tectonique se traduit indirectement par la mise à nu et l'érosion des termes plutoniques et par l'épandage des produits détritiques grossiers ou fins qui en résulte. Elle ne semble pas avoir été accompagnée ici par des déformations plicatives.

On ne peut éviter d'établir un lien direct entre les phénomènes décrits ci-dessus et les déformations plicatives de grande ampleur qui affectent, à la même époque (cycle névadien du Jurassique supérieur) le rebord de la marge nord-américaine dans les terrains qui constituent aujourd'hui les Blue Mountains, les Klamath Mountains et la Sierra Nevada (Harper et Wright, 1984 ; Schweickert et al., 1984). Dans les Klamath, ces déformations ont pu être datées directement grâce à l'existence de plis subsociaux, affectant une formation de flyschs volcanogènes de l'Oxfordien - Kimméridgien basal et recoupés par des plutons datés à 145 Ma (Roure, 1984).

Dans la Sierra Nevada, les derniers modèles d'évolution tectonique proposés font de la tectogénèse névadienne, une phase de charriages de grande ampleur, à vergence orientale, accompagnant la collision entre un arc volcanique et la marge nord-américaine (Moore et Day, 1983, 1984). L'arc volcanique impliqué, l'arc de Logtown ridge, d'âge jurassique moyen (Saleeby et Moore, 1979), correspond aux ophiolites de Smartville ; il forme la zone occidentale (Western Jurassic Belt) de cet orogène, où il apparaît localement recouvert de sa couverture détritico-volcanogène d'âge oxfordien - kimméridgien, la formation de Mariposa (Behrman et Parkinson, 1978).

Au cours de la collision, les ophiolites se sont avancées plus avant sur l'édifice déformé. Elles se retrouvent à l'heure actuelle sous la forme de klippes ou d'unités tectoniques indépendantes, au coeur des parties orientales de la Sierra Nevada.

D'autres modèles plus anciens, mais aussi plus complexes, font intervenir soit plusieurs arcs, soit un arc et une marge de type andin ; tous proposent une collision entre ces divers éléments, en envisageant pour celle-ci des modalités variées (vergence occidentale, transpression, etc ...) (Schweickert, 1978 ; Saleeby et al., 1978, 1982).

Ainsi, on ne peut tenter de comprendre l'évolution de la partie orientale du Coast Range sans prendre en compte les importants phénomènes compressifs qui affectent au Jurassique supérieur les terrains formant l'actuelle zone orientale de la Sierra Nevada. Ces deux secteurs, aujourd'hui peu éloignés (100 à 150 km), présentent des caractères communs, puisqu'ils comportent tous deux des séries volcaniques et volcano-détritiques d'arc, d'âge jurassique moyen - supérieur.

III.- UN MODELE D'EVOLUTION DE LA CALIFORNIE SEPTENTRIONALE AU JURASSIQUE MOYEN - SUPERIEUR

Le modèle que nous proposons pour conclure ce travail intègre les quelques faits rappelés ci-dessus et les contraintes et hypothèses déduites de nos données de terrains. Résumons les brièvement :

1. le substratum des séries ophiolitiques du Coast Range comprend deux ensembles distincts : des termes grenus d'arc et des laves mises en place dans un bassin marginal d'âge callovien - oxfordien ;
2. la couverture directe des ophiolites est de nature détritico (brèches et grès

volcano-plutoniques calco-alcalins) et volcanique (basaltes orogéniques, séries d'arcs). Elle s'est mise en place entre le Kimméridgien supérieur et le Tithonique moyen. L'ensemble a été recouvert uniformément par les turbidites volcanogènes du Tithonique moyen - supérieur (formation de Knoxville) puis par les conglomérats crétacés de la Grande Vallée.

3. La tectogénèse névadienne correspond à la soudure entre la marge nord-américaine et un arc jurassique (Logtown Ridge). Ajoutons que cet arc n'est probablement que la partie orientale d'un édifice plus vaste, correspondant au "bloc américano-mexicain" de Roure (1984) et formé par les collisions successives, depuis le Trias, d'arcs plus anciens et de microblobs exotiques.

Le tableau ci-dessous résume en outre l'essentiel des données stratigraphiques et géochronologiques concernant la partie nord-occidentale de la Californie.

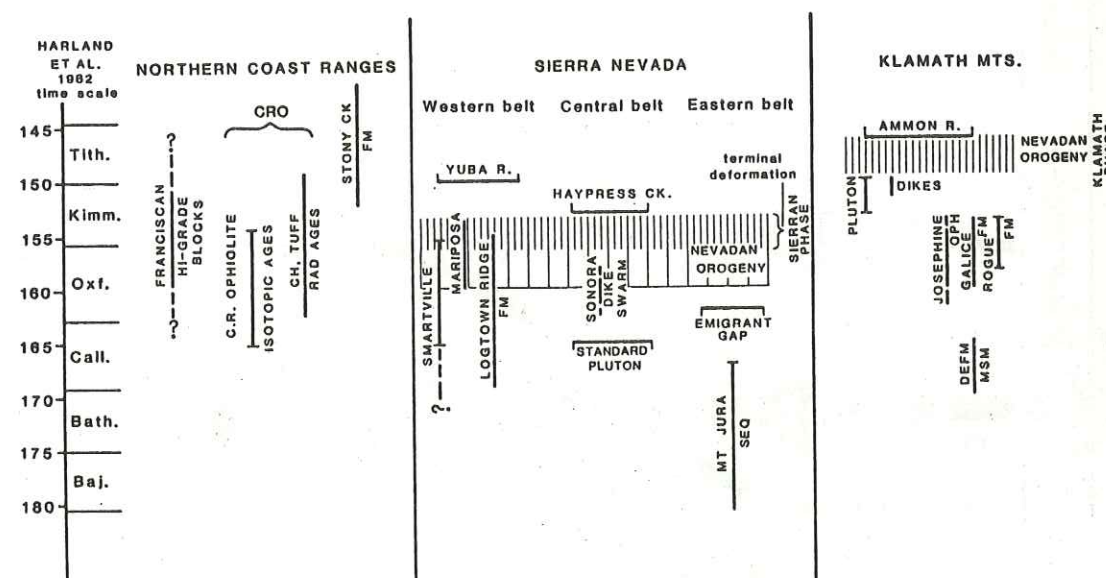


Fig. 129.- Tableau de corrélation entre les données stratigraphiques et chronologiques obtenues dans diverses provinces du nord-ouest californien et du sud de l'Orégon, tiré de Ingersoll et Schweickert, (1986).

CRO: Coast Range Ophiolite.

RAD AGES: ages "radiolaires".

STONY CK FM: Stony Creek formation, autre dénomination pour la formation de Knoxville.

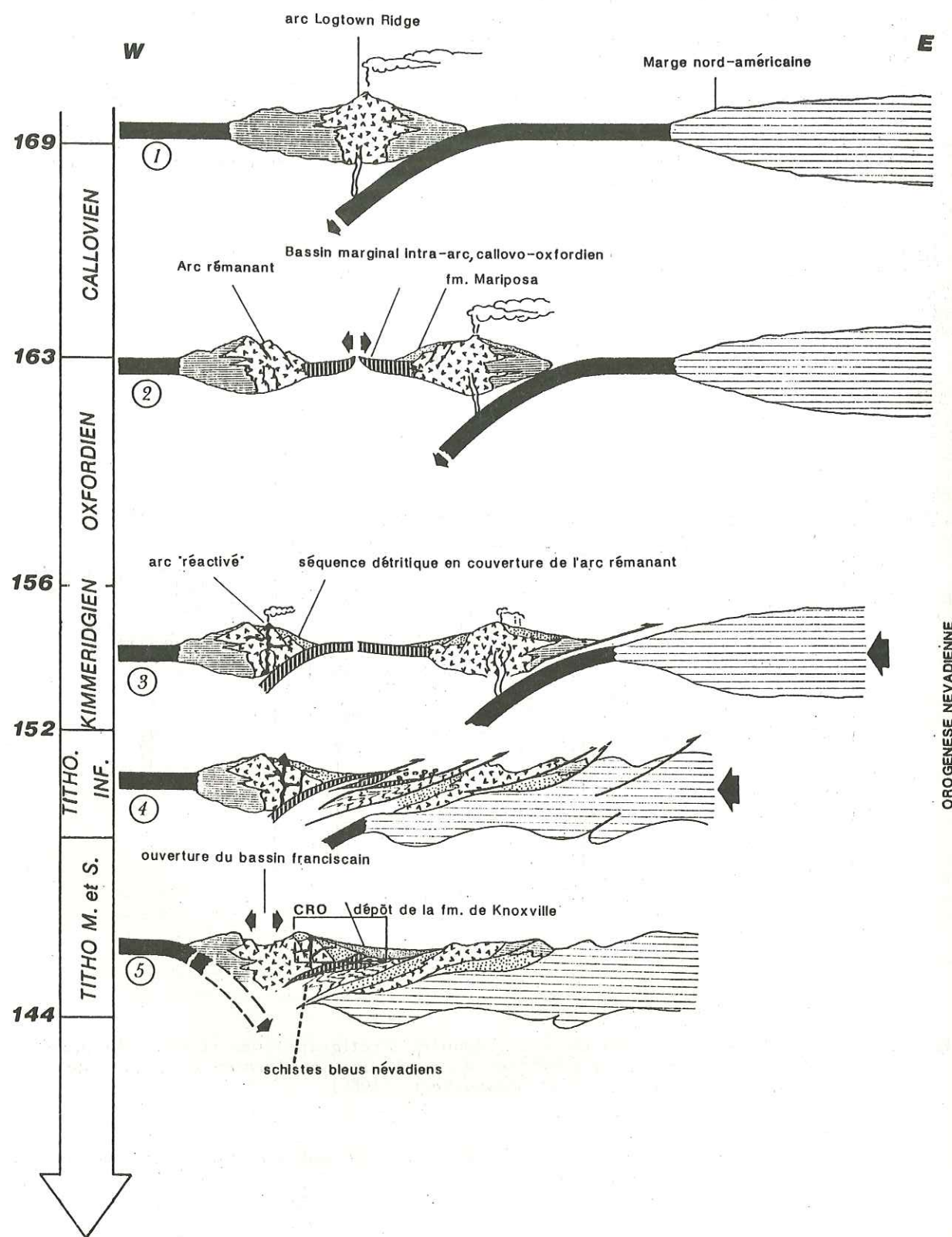


Fig. 130.- L'évolution et la mise en place des ophiolites californiennes ; modèle prenant en compte les données de cette étude et les conceptions récentes sur l'histoire tectonique de la Sierra Nevada (commentaires dans le texte).

CRO: Coast Range Ophiolite, "cadre" de cette étude.

Nous présentons sur la figure 130 les principales étapes de ce modèle.

- Au Callovien, un arc établi sur le rebord oriental du bloc américano-mexicain fonctionne au-dessus d'une zone de subduction à pendage ouest. Cette subduction fait disparaître progressivement la lithosphère d'un bassin océanique séparant la marge américaine du bloc américano-mexicain. Un bassin marginal commence à s'ouvrir au sein de cet arc.
- A l'Oxfordien, l'ouverture du bassin marginal se poursuit ; un arc rémanent inactif est ainsi créé à l'Est. Cet arc, dont les parties profondes sont mises à nu, constituera le substratum de certaines séries détritiques (Digger Creek). Les laves apparaissant au fond du bassin marginal formeront le soubassement ophiolitique des séries de Llanada et de Black Mountain ; elles se retrouveront également dans le mélange de Paskenta à l'état de blocs. L'arc actif, maintenant isolé à l'Est, voit son activité volcanique décroître, il se couvre d'une série volcanogène détritique dans laquelle quelques coulées se mettent en place (formation de Mariposa).
- Au Kimméridgien supérieur, la collision entre l'arc oriental (futurs ophiolites de Smartville), porté par le bloc américano-mexicain, et la marge américaine se traduit à l'Ouest par un soulèvement de l'arc rémanent, sa tectonisation et son démantèlement partiel ; des détritiques se répandent ainsi directement sur celui-ci, ou plus avant, sur la croûte océanique du bassin marginal. A ce moment, une partie de la lithosphère de ce bassin a pu entrer en subduction sous l'arc rémanent, ce qui permettrait d'expliquer l'apparition de quelques foyers volcaniques (coulées de Digger Creek, membre supérieur de Llanada).
- Les dernières compressions névadiennes (Tithonique inférieure) correspondent à la fermeture totale du bassin marginal. Elles s'accompagnent de la formation de séries à blocs d'ophiolites, comme le mélange de Paskenta, et du métamorphisme de haute pression d'unités d'origine océanique probable (South Fork Mountain Schists).

Cette évolution névadienne se termine avec le dépôt des turbidites du Knoxville, à valeur de molasses. Dès lors, un nouveau cycle géologique s'apprête à prendre le relais ; il débute avec l'ouverture, plus à l'Ouest, du bassin franciscain, dans lequel se déposent les futures séries de la Yolla Bolly. La fermeture de ce bassin, au cours du cycle orégonien, se fait selon une vergence opposée à celle de l'épisode névadien (Roure et Blanchet, 1983 ; Roure, 1984). Cette évolution en sens contraire, ajoutée aux effets des chevauchements laramiens eux aussi à vergence occidentale, est venue finalement effacer une grande partie des structures héritées de l'histoire névadienne, (Blake et Jayko, 1986 ; Roure et al., 1986).

IV.- COMPARAISON AVEC LE SW PACIFIQUE

Pour compléter la reconstitution proposée ci-dessus, et pour lui accorder plus de crédit, on peut tenter de rechercher, dans l'actuel, des exemples montrant des dispositifs comparables à celui présenté, notamment pour la situation initiale aux alentours de 160 Ma.

La partie occidentale du Pacifique, avec ses festons d'arcs et de subductions qui se relaient et s'entrecroisent est un lieu propice pour une telle comparaison. Au Sud de cette zone, entre la plate-forme continentale australienne et la plaque Pacifique, se développe un système d'arcs actifs et inactifs, de bassins océaniques anciens ou récents, susceptible de fournir une bonne image actualiste de la marge nord-américaine au Jurassique moyen. Ce secteur a déjà fourni d'ailleurs des éléments plus anciens pour une comparaison avec les chaînes helléniques (Aubouin et al., 1977).

Au centre de ce système, se trouve le bassin nord-fidjien, reconnu dernièrement lors d'une campagne du N/O J. Charcot dans le cadre du projet SEAPSO (Auzende et al., 1986 a et b). Ce bassin, d'âge récent (7 Ma, à Actuel), s'est ouvert au sein d'un arc ancien qu'il a fait "éclater" et dont les différents fragments se retrouvent actuellement dans le substratum de l'arc actif des Vanuatu, dans celui de l'arc éteint des

Fidji et dans certains hauts-fonds bordant la fosse inactive du Vitiaz. Le long de la fosse des Nouvelles Hébrides, à la bordure occidentale du bassin nord-fidjien, la croûte océanique ancienne du bassin des Loyautés et de la Mer de Corail s'enfonce sous l'arc actif des Vanuatu. Cette zone est relayée au Nord-Ouest par la fosse des Salomon. A l'Est de la plate-forme fidjienne, la croûte océanique pacifique disparaît sous l'arc des Tonga, le long de la fosse des Tonga - Kermadec (voir détails dans Equipe Géologie - Géophysique ORSTOM, Nouméa, 1982).

Si l'on effectue une coupe très schématique de ce système en partant de l'Australie et en se dirigeant vers le Pacifique, on rencontre successivement (fig. 131) :

- le continent et la marge passive de l'Australie ;
- un domaine océanique plus ou moins accidenté de rides dont certaines sont de nature continentale et montrent localement (au Sud) des ophiolites charriées à l'Eocène supérieur (Nouvelle-Calédonie) ;
- la fosse de subduction des Nouvelles-Hébrides ;
- l'arc des Vanuatu, actif depuis le Pliocène inférieur, établi sur un substratum d'arc plus ancien (Oligocène) ;
- le bassin "intra-arc" nord-fidjien s'ouvrant depuis 7 Ma seulement et déjà large de plus de 1000 km ;
- la plate-forme fidjienne qui est un arc inactif rémanant ayant fonctionné de l'Eocène supérieur au Pliocène ;
- la croûte océanique pacifique, dont les relations avec la plate-forme fidjienne sont ici difficiles à établir de façon certaine ; il y a probablement continuité, selon une courbure vers le nord-ouest, du système Tonga - Kermadec, avec néanmoins une nette atténuation de la subduction.

Finalement, cet enchaînement évoque assez étroitement la reconstitution retenue pour le système californien à 160 Ma environ, avec, de l'Est vers l'Ouest (fig. 131) :

- une marge continentale,
- un océan,
- une zone de subduction à pendage Ouest,
- un arc actif,
- un bassin intra-arc,
- un arc rémanant,
- un océan.

Evidemment, ces ressemblances s'effacent si l'on déplace de quelques degrés le trait de coupe choisi. Si l'on regarde plus au Nord, c'est le bassin intra-arc qui disparaît, si on se déplace vers le Sud, le système se complique avec l'apparition d'une chaîne "ancienne" affleurant en Nouvelle Calédonie.

Cette diversité des situations géodynamiques qui caractérise ces régions devait également se rencontrer dans le dispositif jurassique californien. Nous en avons pour preuve par exemple la grande variété des termes "ophiolitiques", volcaniques et sédimentaires rencontrés sous les faciès du Knoxville (laves, brèches, arcs volcaniques ...). Cette variété qui fait l'attrait de ces terrains explique en partie la difficulté que l'on a à y établir des corrélations lithostratigraphiques ; elle permet de comprendre également l'absence de cylindrisme au sein des unités ophiolitiques de la chaîne côtière.

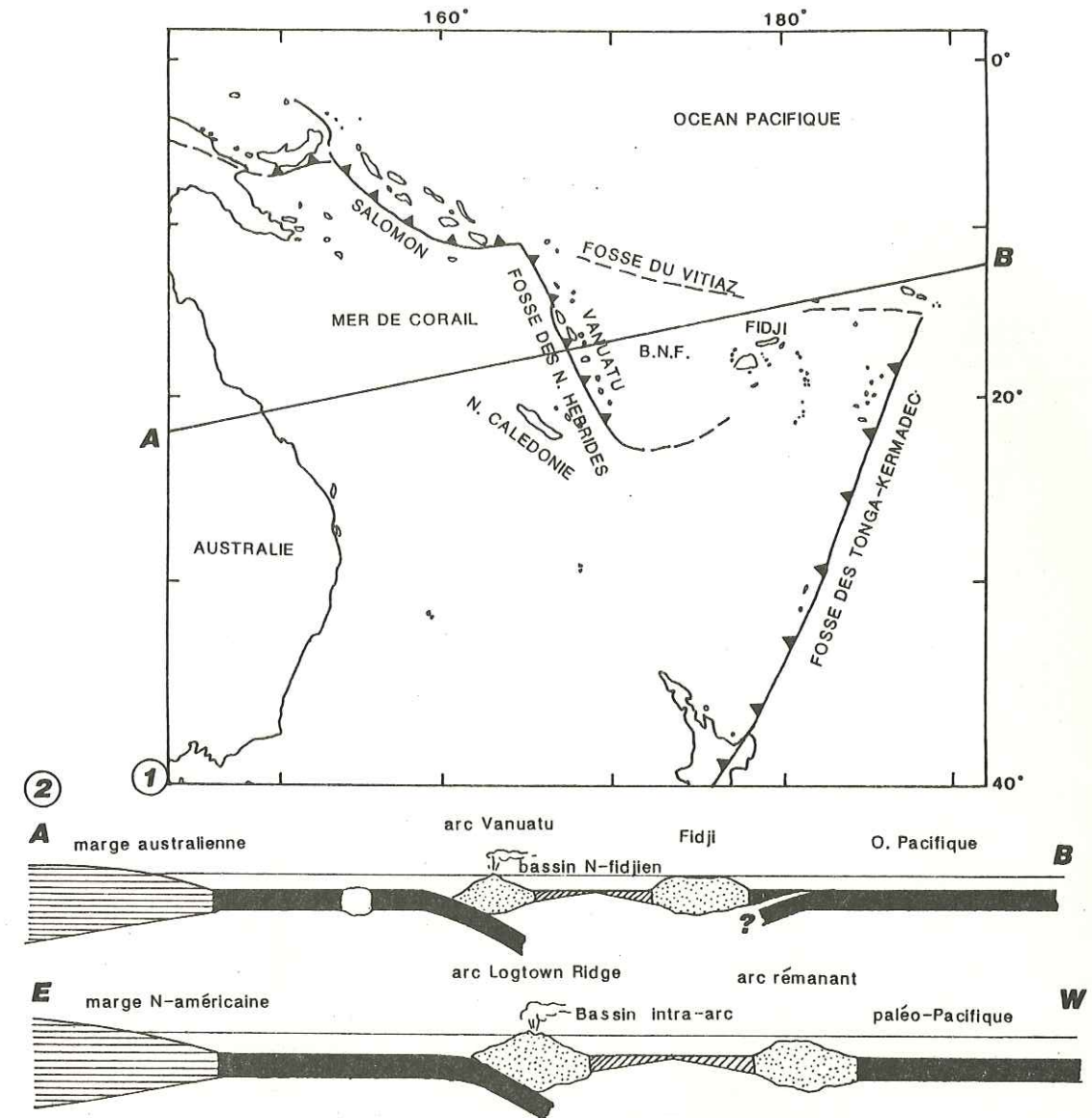


Fig. 131 -- Comparaison entre la Californie au Jurassique moyen et le S.W. Pacifique actuel.

1. carte schématique du Sud-Ouest Pacifique. 2. coupes synthétiques. Coupe AB correspondant à la carte 1 et coupe E-W, représentant la situation reconstituée pour la bordure nord-américaine au Jurassique moyen (voir fig. 130).

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

I .- DIVERSITE DES SERIES DETRITIQUES A ELEMENTS D'OPHIOLITES

Dans tous les cas examinés, les séries sédimentaires supra-ophiolitiques se caractérisent par leur richesse en matériel volcano-plutonique remanié et ce, quelque soit le contexte géodynamique retenu.

Malgré ce caractère commun qui les unit, ces séquences possèdent une signification bien particulière, qui dépend de leur nature, de leur âge et de leur position précise par rapport aux ophiolites sous-jacentes.

Nous avons ainsi rencontré :

1. Des brèches plus ou moins grossières, composées presque exclusivement de détritiques ophiolitiques et reposant en contact direct sur les ophiolites. Elles sont la traduction sédimentaire d'une tectonique océanique, qui selon le cas est liée :
 - 1a. soit à l'océanisation, dans un contexte en expansion, comme dans les Alpes piémontaises (exemples des brèches visibles dans la formation Mirabouc et dans la plupart des massifs de l'unité océanique supérieure) ;
 - 1b. soit à l'obduction, dans un contexte en compression, comme dans l'exemple des ophiolites d'Antalya (brèches de Kemer) ;
 - 1c. soit à la tectonisation d'un arc insulaire en relation avec une collision plus ou moins proche (cas des brèches du Digger Creek, Californie).
2. Des brèches (olistostromes) ou des olistolites, isolés dans les sédiments supra-ophiolitiques, en position relativement élevée dans la colonne sédimentaire et dont la présence traduit l'intervention, au cours des dépôts, d'une phase compressive affectant le domaine océanique. C'est le cas par exemple des formations de type Bric Bouchet, ou de leur équivalent ligure, le complexe de Casanova.
3. Cette liste peut être complétée par l'évocation d'autres exemples dont l'examen détaillé n'a pas été abordé ici. C'est le cas des olistostromes riches en détritiques ophiolitiques qui caractérisent les séries de plate-forme au voisinage des ophiolites péri-arabes. Leur position est particulière puisqu'ils reposent sur un substratum continental, mais leur signification se rapproche à la fois de celle des brèches supra-ophiolitiques de type Kemer, dont l'élaboration est contemporaine de l'obduction, et des séquences de type formation du Bric Bouchet où les détritiques se retrouvent loin en avant des fronts de charriages ophiolitiques. Enfin, il existe également des séries riches en éléments détritiques ophiolitiques, qui reposent en discordance sur les roches vertes et leur substratum tectonique (séries conglomératiques maestrichtiennes du Moyen Orient par exemple). A la différence des ensembles évoqués ci-dessus, il s'agit de séquences postobduction.

La figure 132 résume ces différentes possibilités en proposant pour celles-ci un agencement synthétique et théorique.

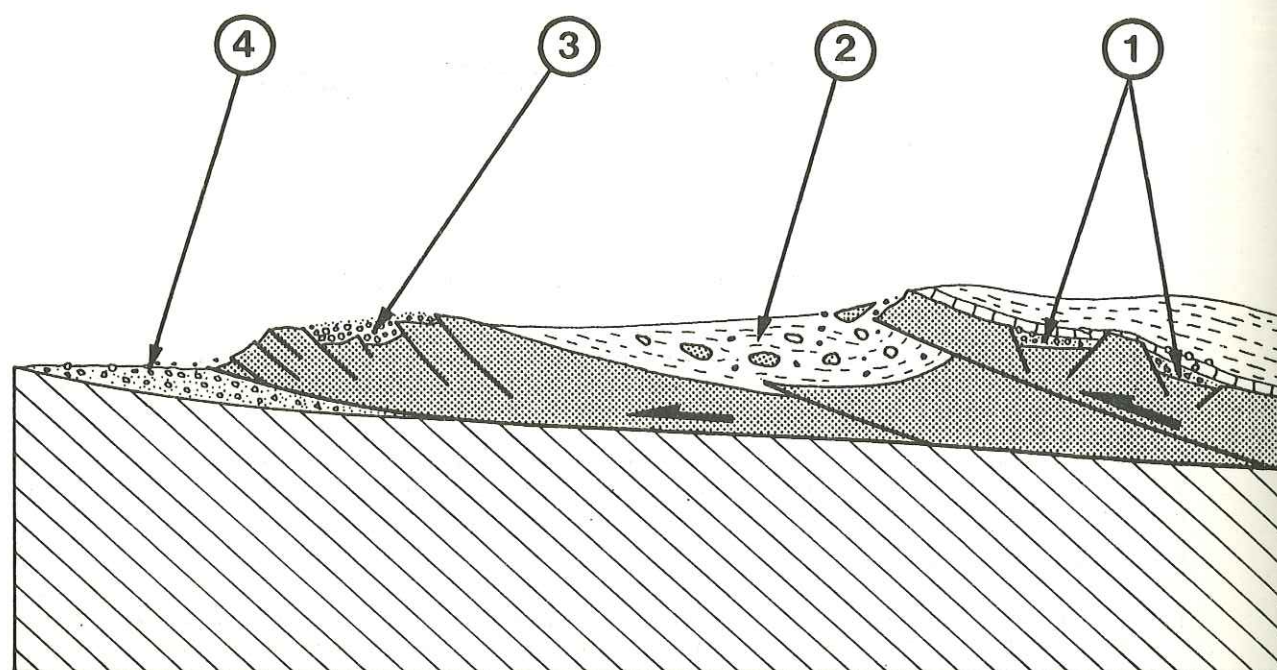


Fig. 132 - Schéma synthétique situant les principaux types de séries détritiques à éléments basiques et ultrabasiques par rapport à une nappe ophiolitique théorique.

Ces séquences présentent des significations différentes selon leur place par rapport à leur soubassement et selon le type de tectonique dont elles rendent compte.

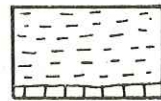
1. Brèches ophiolitiques en contact direct avec le soubassement et datant d'une tectonique intraocéanique précoce, liée à l'accrétion.
2. Séries de type "flyschs à blocs et olistostromes ophiolitiques" appartenant à la couverture sédimentaire des ophiolites, contemporaines de la "mise en nappe" du substratum.
3. Brèches ophiolitiques en contact direct avec le soubassement et datant de l'obduction.
4. Olistostromes déposés sur la marge continentale au front des nappes ophiolitiques.



MARGE CONTINENTALE



OPHIOLITES



COUVERTURE OCEANIQUE

II .- APPORT POUR L'EVOLUTION TECTONIQUE DES ANCIENS DOMAINES OCEANQUES CONSIDERES

L'examen et l'analyse des relations entre les assemblages ophiolitiques et les sédiments avoisinants constituent donc la trame générale des travaux présentés dans les pages qui précèdent. Dans chaque cas considéré, les informations ainsi recueillies permettent de préciser et parfois de mieux comprendre l'histoire tectonique de la lithosphère océanique, depuis sa création jusqu'à son incorporation aux marges continentales.

Les conclusions partielles des trois livres qui composent ce mémoire résument ces apports et proposent quelques éléments de discussion qui permettent d'en discuter l'importance. Nous les reprenons ci-dessous.

Dans le cas des Alpes piémontaises, ce travail conduit d'abord à insister sur l'originalité des processus d'océanisation. La lithosphère océanique liguro-piémontaise s'est en effet élaborée en deux temps, par mise à nu du manteau lherzolitique sous continental puis par adjonction d'épanchements volcaniques sporadiques. Un substratum composite s'est ainsi élaboré, que l'on peut présenter comme une "mosaïque océanique préfracturée". Par sa nature hétérogène, il a influencé de façon capitale le déroulement même de l'obduction. Celle-ci en effet ne correspond pas au charriage d'une nappe océanique unique, mais plutôt au transport en plusieurs étapes d'une série d'écaillles de petites dimensions, arrachées au bassin téthysien lors du rapprochement des masses continentales européenne et apulienne. Les traces de ces événements se retrouvent au sein même des sédiments composant les séries supra-ophiolitiques, sous la forme de blocs et d'olistostromes de roches vertes.

Ainsi, l'obduction de type piémontais diffère des processus retenus pour le charriage des ophiolites péri-arabes, présenté classiquement comme un phénomène instantané et plus "tranquille", non nécessairement lié à une collision continentale. Dans un exemple d'ophiolites ainsi mises en place - les ophiolites d'Antalya - nous avons pu préciser l'évolution du substratum océanique en examinant la couverture détritique de cet assemblage. Il apparaît ainsi qu'au moment de l'obduction, la lithosphère océanique est progressivement soulevée et portée au niveau de la mer. Cette ascension s'effectue de façon saccadée et s'accompagne de la tectonisation et du démantèlement partiel des ophiolites. Celles-ci atteignent donc la marge continentale en portant sur leur dos une épaisse couverture bréchique (les brèches de Kemer) dont le matériel exclusivement ophiolitique provient de leur propre érosion. Les éléments remaniés au sein des olistostromes déposés sur la marge continentale seraient empruntés, pour partie au moins, à cette couverture.

Dans le cas des ophiolites d'Antalya, l'obduction a probablement suivi de très près l'accrétion océanique. Ceci explique que les ophiolites recouvertes seulement d'un mince film sédimentaire aient pu se désagréger sur place, dès les premières sollicitations tectoniques. A l'inverse, dans le cas alpin, les écaillages océaniques affectent une lithosphère enfouie sous une couverture sédimentaire plus épaisse. Le substratum océanique ne sera porté à l'affleurement qu'à la faveur de la création de quelques "rides", sources nécessaires des olistolites et olistostromes ophiolitiques. Ces rides ont pu présenter de nombreuses analogies avec des structures morphotectoniques comme celles décrites d'après l'examen des brèches de Kemer ; toutefois, dans l'arc alpin occidental, il n'en resterait aujourd'hui aucun témoin.

En Californie, la couverture directe des ophiolites du Coast Range se compose localement d'une séquence détritique dont l'aspect général rappelle fortement celui des brèches ophiolitiques de Kemer. Néanmoins, les affinités pétrogénétiques des éléments remaniés, de nature calco-alcaline, et la présence de coulées volcaniques à caractère orogénique interstratifiées dans les brèches, ou contemporaines de leurs dépôts, obligent à attribuer à celles-ci une signification géodynamique différente. Ainsi, ce travail montre qu'il n'est plus possible de considérer les ophiolites du Coast Range comme un simple panneau de lithosphère océanique piégé au-dessus d'une subduction pacifique continue depuis le Jurassique. Une évolution tectonique plus complexe, dans laquelle sont engagés des édifices d'arc insulaire et un bassin marginal doit être nécessairement retenue.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ABBATE E., (1969) - Geologia delle Cinque Terra e dell' entroterra di Levante (Liguria occidentale). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 8, p. 923-1014.
- ABBATE E. & SAGRI M., (1970) - Development of the northern Apennines geosyncline - The eugeosynclinal sequences. *Sediment. Geol.*, 4, p. 215-340.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PASSERINI P., (1970) - Development of the northern Apennines geosyncline - Olistotromes and olistoliths. *Sediment. Geol.*, 4, p. 521-557.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PASSERINI P., (1976) - Major structural events related to ophiolites of the tethys belt. *Ophioliti*, 1, p. 5-32.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G., (1980) - Apennine ophiolites : a peculiar oceanic crust. *Ophioliti, spec. issue : Tethysan ophiolites*, 1, p. 59-96.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G., (1984) - Pre-orogenic tectonics and metamorphism in western Tethys ophiolites. *Ophioliti*, 9, (3), p. 245-278.
- ADAMIA S., BERGOUGNAN H., FOURQUIN C., HAGHIPOUR A., LORDKIPANIDZE M., OZGUL N., RICO L.E. & ZAKARIDZE G., (1980) - The alpine middle east between the Aegean and the Oman traverses. Colloque C5 : Géologie des chaines alpines issues de la Tethys, 26^{ème} CGI, Paris, *Mémoire B.R.G.M.*, 115, p. 122-136.
- ALLENBACH B., (1982) - Géologie de la bordure S.W. du massif d'Ambin (Alpes occidentales). *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Strasbourg, 149p.
- ALLENBACH B. & CARON J.M., (1984) - Diversité des séries bréchiques à la bordure S.W. du massif d'Ambin (Alpes cottiennes). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 299, II, 5, p. 207-212.
- AMAUDRIC du CHAFFAUT S. de, (1982) - Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. *Travaux du laboratoire de géologie. E.N.S. Ulm*, 15.
- AMAUDRIC du CHAFFAUT S. de & CAMPREDON R., (1976) - Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France, Corse septentrionale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVIII, 5, p. 1153-1175.
- AMAUDRIC du CHAFFAUT S. de, CARON J.M., DELCEY R. & LEMOINE M., (1972) - Données nouvelles sur la stratigraphie des schistes lustrés de Corse : la série de l'Inzecca. Comparaisons avec les Alpes Occidentales et l'Apennin ligure. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 275, D, p. 2611-2614.
- AMSTUTZ G.C., (1974) - Spilites and spilitic rocks. *Inter Union G. Sci.*, A, 4, 482p.
- ANDEL T.H. VAN & KOMAR P.D., (1969) - Ponded sediments of the Mid Atlantic Ridge between 22° and 23° north latitude. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, p. 1163-1190.
- ANDEL T.H. VAN, REA D.K., HERZEN R.P. VON, (1973) - Ascension fracture zone, Ascension Island and the Mid Atlantic Ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 825-840.
- ARGYRIADIS I., de GRACIANSKY P.C., MARCOUX J. & RICO L.E., (1980) - The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia-Africa. Colloque C5 : Géologie des chaines alpines issues de la Tethys, 26^{ème} CGI, Paris, *Mémoire B.R.G.M.*, 115, p. 199-214.
- ARNAUD H., (1974) - Nouvelles données sur la tectonique antésénonienne des environs de la Jarjatte (Dévoluy occidental). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 278, D, p. 697-700.
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A., BOURBON M., LEMOINE M. & MEGARD-GALLI J., (1985) - Hauts-fonds dans la paléogéographie mésozoïque des Alpes Occidentales : témoins d'une activité tectonique liée à l'ouverture de l'océan téthysien ligure. Coll. Géodynamique des seuils et des hauts-fonds, Poitiers, *Bull. Sect. Sciences*, 9, p.115-128.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., CADET J.P., CELET P., CHARVET J., CHOROWICZ J., COUSIN M. & RAMPNOUX J.P., (1970) - Essai sur la géologie des dinarides. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XII, 6, p. 1060-1095.
- AUBOUIN J., SIGAL J., BERLAND J.P., BLANCHET R., BONNEAU M., CADET J.P., GUILLOT P.L., LACOUR A., PIAT B. & VICENTE J.C., (1970) - Sur un bassin de flysch : stratigraphie et paléogéographie des flyschs crétacés de la Lombardie (versant sud des Alpes Orientales, Italie). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XII, 4, p. 612-658.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., LABESSE B. & WOZNIAK J., (1977) - Alpes occidentales et Alpes orientales : la zone de Canavese existe-t-elle? *C.R. somm. Soc. géol. France*, 3, p. 155-158.
- AUBOUIN J., MATTAUER M. & ALLEGRE C., (1977) - La couronne ophiolitique périaustralienne : un charriage océanique représentatif des stades précoces de l'évolution alpine. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 285, D, p. 953-956.

- AUBOUIN J., BLANCHET R. & RANGIN C., (1980) - Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la société géologique de France en Californie. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 22, 4, p. 513-553.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., ROURE F. & TARDY M., (1986) - Traits généraux des cordillères de l'ouest des Etats-Unis. *Bull. Soc. géol. France*, (8), 2, p. 741-754.
- AUZENDE J.M., (1978) - Histoire tertiaire de la Méditerranée occidentale. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Paris VI.
- AUZENDE J.M., CHARVET J., LE LANN A., LE PICHON X., MONTEIRO J., NICOLAS A., OLIVET J.L. & RIBEIRO A., (1979) - Le Banc de Gorringe : résultats de la campagne CYAGOR (adut 1977). *Bull. Soc. géol. France*, 21-5, p. 545-556.
- AUZENDE J.M., POLINO R., LAGABRIELLE Y. & OLIVET J.L., (1983) - Considérations sur l'origine et la mise en place des ophiolites des Alpes Occidentales : apport de la connaissance des structures océaniques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 296, II, p. 1527-1532.
- AUZENDE J.M., EISSEN J.P., CAPRAIS M.P., GENTE P., GUENELEY S., HARMEGNIES F., LAGABRIELLE Y., LAPOUILLE A., LEFEVRE C., MAILLET P., MAZE J.P., ONDREAS H., SCHAAF A. & SINGH R., (1986) - Accrétion océanique et déformation dans la partie méridionale du bassin Nord-Fidjien : résultats préliminaires de la campagne océanographique SEAPSO III du N.O. Jean Charcot (Décembre 1985). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 303, II, 1, p. 93-98.
- AUZENDE J.M., LAGABRIELLE Y., SCHAAF A., GENTE P. & EISSEN J.P., (1986) - Tectonique intraocéanique décrochante à l'ouest des îles Fidji (Bassin Nord-Fidjien). Campagne SEAPSO III du N.O. Jean Charcot. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 303, II, 3, p. 241-246.
- AYOUB C., (1984) - Un exemple de minéralisation associée aux ophiolites mésozoïques des Alpes cottiennes, le gîte de Saint Véran (Hautes Alpes, France). Etude pétrographique, structurale et métallogénique. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Grenoble, 207p.
- BAILEY E.H. & BLAKE M.C.Jr., (1974) - Major chemical characteristics of Mesozoic coast range ophiolite in California. *U.S. Geol. Survey Journ. Res.*, 2, p. 637-656.
- BAILEY E.H. & McCALLEIN W.J., (1960) - Some aspects of the Steinmann trinity, mainly chemical. *Quater. Journ. Geol. Soc. London*, 116.
- BAILEY E.H., BLAKE M.C.Jr. & JONES D.L., (1970) - On-land mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 700-C, p. 670-681.
- BALDELLI C., DAL PIAZ G.V. & POLINO R., (1983) - Le quartziti manganisifere di Vareche-St Barthelemy. Sequenza sopraoceanica della falda piemontese. *Ofioliti*, 8/2, p. 207-221.
- BALLARD R.D. & ANDEL T.H. VAN, (1977) - Morphology and tectonics of the inner valley at lat. 36°50'N on the Mid Atlantic Ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, p. 507-530.
- BALLEVRE M., (1984) - Cinématique éoalpine et alpine des unités majeures sur la transversale du Grand Paradis (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 299, II, 14, p. 981-984.
- BALLEVRE M., (1986) - Collision continentale et chemins P-T dans les Alpes occidentales : l'unité pennique du Grand Paradis et son encaissant océanique. *Thèse de doctorat*, Univ. Rennes I.
- BALLEVRE M., KIENAST J.R. & VUICHARD J.P., (1986) - La nappe de la dent Blanche (Alpes Occidentales) : deux unités austroalpines indépendantes. *Eclogae geol. Helv.*, 79, 1, p. 57-74.
- BARRET T.J., (1982) - Review of stratigraphic aspects of the ophiolitic rocks and pelagic sediments of the Vara Complex, North Apennines. Italy. *Ofioliti*, 7, 1, p. 3-47.
- BARRET T.J. & SPOONER E.T.C., (1977) - Ophiolitic breccias associated with allochthonous oceanic crustal rocks in the east ligurian Apennines, Italy. A comparison with observations from rifted oceanic ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, p. 79-91.
- BAUMGARTNER P.O., (1984) - A middle Jurassic-early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on unitary associations and age of tethyan radiolarites. *Eclogae geol. Helv.*, 77, 3, p. 729-837.
- BEARTH P., (1967) - Die Ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 132, 130p.
- BEARTH P., (1974) - Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolite der west Alpen. *S.M.P.M.*, 54, p. 385-397.
- BEARTH P., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., NERVO R. & POLINO R., (1975) - Structures de cumulat dans les ophiolites du Pelvas (Alpes franco-italiennes). Confirmation d'une origine océanique. *Pétrologie*, 1, 3, p. 237-242.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D. & OHNENSTETTER M., (1979) - Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites. Application to some ophiolites. *Can. J. Earth Sci.*, 16, p. 1874-1882.
- BECCALUVA L., MACCIOTA O., MESSIGA B. & PICCARDO G.B., (1979) - Petrology of the blueschists metamorphic ophiolites of the Montenotte Nappe (western Liguria, Italy). *Ofioliti*, 4, (3), p. 239-268.
- BEHRMAN P.G. & PARKINSON G.A., (1978) - Paleogeographic significance of the Callovian to Kimmeridgian strata. Central Sierra Nevada Foothills, California. In : Mesozoic paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 2. D.G. HOWELL & K.A. McDUGALL, eds. *Pacific section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Los Angeles. California. p. 349-360.

- BEN AVRAHAH Z. & GARFUNKEL Z., (1979) - Continental breakup by a leaky transform : the Gulf of Elat (Akaba). *Science*, 206, p. 214-216.
- BENEO E., (1955) - Les résultats des études pour la recherche pétrolière en Sicile. IV World Petrol. Cong., Roma, sect. 1/A/2, *Bull. Serv. Geol. Ital.*, 78, p. 1-25.
- BERNOULLI D. & LEMOINE M., (1980) - Birth and early evolution of the Tethys : the overall situation. Colloque C5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys, 26^{ème} CGI, Paris, *Mémoire B.R.G.M.*, 115, p. 167-179.
- BERNOULLI D. & WEISSERT H., (1985) - Sedimentary fabrics in Alpine ophiolites, South Pennine Arosa zone, Switzerland. *Geology*, 13, p. 755-758.
- BERNOULLI D., CARON C., HOMEWOOD P., KALIN O. et VAN STUIJVENBERG J., (1977) - Evolution of continental margins in the Alps. *Bericht Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 59, p. 165-170.
- BERNOULLI D., KALIN O. & PATACCA E., (1979) - A sunken continental margin of the Mesozoic Tethys : the northern and central Apennines. Symposium Sedimentation jurassique W européen A.S.F., *Publ. Spec.*, 1, p. 197-210.
- BERTINI G., BRUNI P. & PRINCIPI G., (1977) - Recent advance on the olistotromes and other brecciated deposits in the northern Apennines (Italy). Centro di Studi per la Geologia dell' Apennino in rapporto alle Geosinclinali Mediterranee. *C.N.R.*, Publ. 54.
- BERTRAND J., STEEN D., TINKLER C. & VUAGNAT M., (1980) - The melange zone of the col du Chenaillet (Montgenèvre ophiolite, Hautes-Alpes, France). Symposium on tectonic inclusions and related rocks in serpentinites. Genève 1979. *Arch. S.P.H.N. Genève*, 33, 2/3, p. 117-138.
- BERTRAND J., COURTIN B. & VUAGNAT M., (1982) - Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontais d'après les données de l'ophiolite de Montgenèvre (Hautes-Alpes, France et Province de Turin, Italie). *Ofioliti*, 7, 2(3), in : Ophiolites and Actualism, V. BORTOLOTTI, ed., p. 155-196.
- BERTRAND J., COURTIN B. & VUAGNAT M., (1987) - Le massif ophiolitique du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France et Province de Turin, Italie) : données nouvelles sur un vestige de manteau supérieur et de croûte océanique liguro-piémontais. *Bericht Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, Davos, (sous-presses).
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. & LE PICHON X., (1977) - From the Tethys ocean to the mediterranean seas; a plate tectonic model of the evolution of the western alpin system. In : structural history of the mediterranean basins, Split, Technip. ed., p. 143-164.
- BISHOP D.G., (1977) - South Fork Mountain schists at Black Butte and Cottonwood Creek, northern California. *Geology*, 55, p. 595-599.
- BLAKE C., (1967) - Upside-down metamorphic zonation, blueschist facies, along a regional thrust in California and Oregon. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 575-C, p. 1-9.
- BLAKE M.C.Jr., (1981) - Geologic transect of the northern Diablo Range, California. In : Upper Mesozoic Franciscan sequence, Central Coast Ranges, California. V. FRIZZELL, ed. *Pacific section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Los Angeles. California. p. 43.
- BLAKE M.C. & JAYKO A., (1986) - Tectonic evolution of northwest California and southwest Oregon. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, 6, p. 921-930.
- BLAKE M.C.Jr. & JONES D.L., (1974) - Origin of franciscan melanges in northern California. In : Modern and ancient geosynclinal sedimentation, R.H. DOTT, JR. & R.H. SHAVER, eds., *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.*, 19, p. 345-357.
- BLAKE M.C.Jr. & JONES D.L., (1978) - Allochthonous terranes in northern California. A reinterpretation. Pacific Coast Paleogeography Symposium 2, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*.
- BLAKE M.C.Jr. & JONES D.L., (1980) - Geology of California. In : Aubouin et al., Réunion extraordinaire de la S.G.F. en Californie. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 22, 4, p. 511-553.
- BLAKE M.C.Jr. & JONES D.L., (1981) - The franciscan assemblage and related rocks in northern California : a reinterpretation. In : The geotectonic development of California. W.G. ERNST, ed., Prentice-Hall, New-Jersey. p. 307-328.
- BLAKE M.C.Jr., FUDRAL S. & ROURE F., (1980) - Relations structurales entre le massif de Lanzo et le massif de Sesia dans la région de Lanzo, Alpes occidentales, Italie. *Bull. Soc. géol. France*, XXII, 1, p. 145-150.
- BLAKE M.C.Jr., JAYKO A.S. & HOWELL D.G., (1981) - Geology of a subduction complex in the franciscan assemblage of northern California. *Oceanologica Acta*, 1981, Actes 26^{ème} Congrès international de géologie, colloque géologie des marges continentales, Paris, 7-17 juil. 1980, p. 267-272.
- BLANCHET R., (1975) - De l'Adriatique au bassin Pannonique, essai d'un modèle de chaîne alpine. *Mém. Soc. géol. France*, Paris, 172p.
- BLANCHET R., (1977) - Bassins marginaux et Téthys alpine : de la marge continentale au domaine océanique dans les Dinarides. *International symposium on the structural history of the Mediterranean basins*. Split (Yougoslavie), 25-29 octobre 1976, B.BIJU-DUVAL & L. MONTADERT, eds., éditions Technip, Paris 1977, p. 47-72.

- BLANCHET R., (1980) - Tectonique sur la marge active des Mariannes, dans le Pacifique occidental. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 5, p. 182-185.
- BLANCHET R., DURAND DELGA M., HOULLADE M. & SIGAL J., (1970) - Contribution à l'étude du Crétacé des Dinarides internes : la région de Maglaj, Bosnie, Yougoslavie. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XII, p. 1003-1008.
- BLOME C.D. & IRWIN W.P., (1985) - Equivalent radiolarian ages from ophiolitic terranes of Cyprus and Oman. *Geology*, 13, p. 401-404.
- BOCCALETTI M., COLI M., PRINCIPI G., SAGRI M. & TORTORICI L., (1984) - Piemont-ligurian ocean : an example of the passive tension fissure within a mega-shear zone. *Ophioliti*, 9,3, p. 353-362.
- BOCQUET J., (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes Françaises. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Grenoble.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. & KRUMMENACHER D., (1974) - K-Ar and Rb-Sr dating of blue-amphiboles, micas and associated minerals from the western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, p. 7-26.
- BOGDANOV N.A., (1979) - On tectonic merging of the crust in oceans. In : Ophiolites, Proceedings International Ophiolite symposium, Cyprus 1979, A. PANAYIOTOU, ed., p. 153-160.
- BOILLOT G., GRIMAUD S., MAUFFRET A., MOUGENOT D., KORNPORST J., MERGOIL-DANIEL G. & TORRENT G., (1980) - Ocean-continent boundary off the Iberian margin : a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, p. 23-34.
- BOILLOT G., WINTERER E.L. et l'équipe scientifique du Leg 103, (1985) - Résultats préliminaires de la campagne 103 du Joides Resolution (O.D.P.) au large de la Galice (Espagne) : sédimentation et distension pendant le rifting d'une marge stable : hypothèse d'une dénudation tectonique du manteau supérieur. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 302, II, 9, p. 627-632.
- BONATTI E., (1985) - Punctiforme initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift. *Nature*, 316, 6023, p. 33-37.
- BONATTI E., HAMLYN P. & OTTONELLO G., (1981) - Upper mantle beneath a young oceanic rift : peridotites from the island of Zabargad (Red Sea). *Geology*, 9, p. 474-479.
- BORCHI A., CADOPPI P., PORRO A., SACCHI R. & SANDRONE R., (1984) - Osservazioni geologiche nella Val Germanasca e nella media Val Chisone (Alpi Cozie). *Boll. Mus. Reg. Sci. Nat.*, Torino, 2, 2, p. 503-530.
- BORCHI A., CADOPPI P., PORRO A. & SACCHI R., (1985) - Metamorphism in the north part of the Dora-Maira massif (Cottian Alps). *Boll. Mus. Reg. Sci. Nat.*, Torino, 3, 2, p. 369-380.
- BORTOLOTTI V., CORTESOGNO L., GIANELLI G., PICCARDO G.B. & SERRI G., (1976) - I filoni basaltici delle ofioliti dell' Appennino settentrionale e il loro significato nella formazione del bacino oceanico ligure. *Ophioliti*, 3, p. 331-364.
- BOUDIER F., (1976) - Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piémontaises) : étude structurale et pétrologique. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Nantes, 163p.
- BOUDIER F., (1978) - Microstructural study of three peridotites samples drilled at the western margin of the Mid-Atlantic Ridge. In : MELSON W.G., RABINOWITZ P.D. et al., *Init. Rep. DSDP*, XLV, Washington (U.S. Printing Office), p. 603-608.
- BOUDIER F. & NICOLAS A., (1972) - Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises). *Bull. Suisse Min. Petrol.*, 52, p. 39-56.
- BOUDIER F. & NICOLAS A., (1982) - Third international kimberlite conference-guide-book for the Moho trip. Introduction, p. 2.
- BOUDIER F., NICOLAS A. & BOUCHEZ J.L., (1982) - Kinematics of oceanic thrusting and subduction from basal sections of ophiolites. *Nature*, 296, 5860, p. 825-828.
- BOUDIER F., BOUCHEZ J.L., NICOLAS A., CANNAT M., CEULENEER G., MISSERI M. & MONTIGNY R., (1985) - Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite : model of plate convergence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, p. 215-222.
- BOUGAULT H., (1980) - Apport des éléments de transition à la compréhension des basaltes océaniques. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Paris VII, 221p.
- BOUGAULT H. & CANDE S.C., (1985) - Background objectives and summary of principal results : deep sea drilling project sites 556-564. In : BOUGAULT H., CANDE S.C. et al., *Init. Rep. DSDP*, LXXXII, Washington (U.S. Printing Office).
- BOUILLIN J.P., (1986) - Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bull. Soc. géol. France*, (8), 2, 4, p.547-558.
- BOURBON M., (1980) - Evolution d'un secteur de la Marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Strasbourg, 580p.
- BOURBON M., CARON J.M., de GRACIANSKY P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. & MERCIER D., (1977) - Mesozoic evolution of the western Alps : birth and development of part of the spreading oceanic Tethys and of its european continental margin. *Symposium Structural history of the mediterranean bassins*, Split, october 1976, B. BIJU-DUVAL & L. MONTADERT, eds., édition Technip, Paris, p. 19-34.

- BOURBON M., CARON J.M., LEMOINE M. & TRICART P., (1979) - Stratigraphie des schistes lustrés piémontais dans les Alpes Cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes) : nouvelles interprétations et conséquences géodynamiques. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 4, p. 180-182.
- BREHERET J.G., (1985) - Indices d'un évènement anoxique étendu à la Téthys alpine, à l'Albien inférieur (évènement Paquier). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 300, II, 8, p. 355-358.
- BRIQUEU L., BOUGAULT H. & JORON J.L., (1984) - Quantification of Nb, Ta, Ti and Y anomalies in magmas associated with subduction zones : petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, p. 297-308.
- BROQUET P., (1970) - La notion d'olistotrome et d'olistolite, historique et étude critique. *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, 2, p. 77-86.
- BRUNEL M., (1986) - Ductile thrusting in the Himalayas : shear sense criteria and stretching lineations. *Tectonics*, 5, 2, p. 247-265.
- BRUNN J.H., (1960) - Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), 14, p.81-96 & 181-202.
- BRUNN J.H., (1974) - Le problème de l'origine des nappes et de leur translations dans les Taurides occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVI, 2, p. 101-106.
- BRUNN J.H., de GRACIANSKY P.C., GUTNIC M., JUTEAU T., LEFEVRE R., MARTIN C., MARCOUX J., MONOD O. & POISSON A., (1971) - Aperçu sur la structure des Taurides occidentales. *Unesco, Tectonique de l'Afrique (Sciences de la Terre, 6)*, p. 113-129.
- CABY R., (1973) - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XV, 5-6, p.624-634.
- CABY R., (1974) - Gneiss permocarbonifères d'origine granitique et volcanique dans la zone houillère et la zone du Grand-Saint-Bernard en Val d'Aoste (Italie). *Géol. Alpine*, 50, p. 39-44.
- CABY R., (1975) - Geodynamic implications of transverse folding in the western Alps for the alpine fold belt. *Nature*, 256, 5513, p. 114-117.
- CABY R., (1981) - Le Mésozoïque de la zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes graies) : imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. *Géol. Alpine*, 57, p. 5-13.
- CABY R. & MAURIN J.C., (1982) - Evidence for eastward horizontal movements in the frontal part of the piemontese zone of Cottian Alps : linear structures, fold geometry and kinematic criteria. (abstract). *International Conference on planar and linear fabrics of deformed rocks*, Zürich, 1982.
- CABY R., MICHARD A. & TRICART P., (1971) - Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoides dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (schistes lustrés du Queyras, Alpes françaises). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 273, D, p. 999-1002.
- CABY R., KIENAST J.R. & SALIOT P., (1978) - Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.*, 20, 4, p. 307-322.
- CABY R., DUPUY C. & DOSTAL J., (1987) - The very beginning of the ligurian Tethys : petrological and geochemical evidence of the oldest ultramafite-derived sediments in Queyras, French western Alps. (*soumis à Eclogae. geol. Helv.*)
- CANNAT M., (1983) - Cinématique de charriages ophiolitiques (Klamath, Semail, Groix) et convergence océanique. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Nantes, 162p.
- CARON J.M., (1977) - Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes Cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, 48, 326p.
- CARON J.M., (1979) - Relations entre métamorphisme et déformation dans les Alpes Cottiennes. *Eclogae geol. Helv.*, 72, p. 497-507.
- CARON J.M. & DELCEY R., (1979) - Lithostratigraphie des schistes lustrés corses : diversité des séries post-ophiolitiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 288, D, p. 1525-1528.
- CARON J.M., SCHUMACHER F. & TRICART P., (1973) - Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les schistes lustrés piémontais des Alpes Cottiennes (France et Italie). *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 26, p. 245-258.
- CARON J.M., DELCEY R., SCIUS H., EISSEN J.P., de FRAIPONT P., MAWHIN B. & REUBER I., (1979) - Répartition cartographique des principaux types de séries dans les schistes lustrés de Corse. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 288, D, p. 1363-1367.
- CARON J.M., KIENAST J.R. & TRIBOULET C., (1981) - High pressure-low temperature metamorphism and polyphase alpine deformation at Sant'Andrea di Cotone (eastern Corsica, France). *Tectonophysics*, 78, p. 419-451.
- CARPENA J., (1983) - Ophiolite fission track ages in the french occidental Alps. *2nd E.U.G. meeting*, Strasbourg.
- CARPENA J., (1984) - Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes : relations tectonique-métamorphisme. *Thèse de doctorat*, Univ. Paris-sud, 233p.
- CARPENA J. & CABY R., (1984) - Fission-track evidence for late Triassic oceanic crust in the french occidental Alps. *Geology*, 12, p.108-111.

- CARPENA J., POGNANTE U. & LOMBARDO B., (1986) - New constraints for the timing of the alpine metamorphism in the internal ophiolitic nappes from the western Alps as inferred from fission-track data. *Tectonophysics*, 127, p. 117-127.
- CASTELLARIN A. (1980) - Jurassique et Crétacé. In : Italie, introduction à la géologie générale; excursion 122A, Publ. 413, 26^{ème} C.G.I., Paris, p. 65-70.
- CELET P., ARDAENS R., COURTIN B. & FERRIERE J., (1978) - Signification des séries du Koziakas et du Vardoussia (Grèce continentale). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 287, D, p. 229-232.
- CHAMBLEY H. & l'équipe scientifique du Leg 58, (1979) - Volcanisme et sédimentation cénozoïques dans le nord de la mer des Philippines (Leg 58 DSDP). *Bull. Soc. géol. France*, XXI, 5, p. 519-523.
- CHOPIN C., (1978) - Les paragenèses réduites ou oxydées de concentrations manganésifères des schistes lustrés de Haute Maurienne (Alpes françaises). *Bull. Minéral.*, p. 514-531.
- CHOPIN C., (1979) - De la Vanoise au Grand Paradis : une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Paris VI, 145p.
- CHOPIN C., (1984) - Coesite and pur pyrope in high-grade blueschists of the western Alps : a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, p.107-118.
- CHOPIN C. & MALUSKI H., (1978) - Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et de son enveloppe. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XX, 5, p. 745-749.
- CHOPIN C. & MONIE P., (1984) - A unique magnesiochloritoid-bearing high-pressure assemblage from the Monte Rosa, western Alps : petrologic and ^{40}Ar - ^{39}Ar radiometric study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, p. 388-398.
- CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., COBBOLD P., GAUTIER Y., MERLE O. & VUICHARD J.P., (1986) - Deformation and motion in the western alpine arc. *Tectonics*, 5, 2, p. 215-226.
- COLEMAN R.G., (1971) - Plate tectonic emplacement of upper-mantle peridotites along continental edges. *Journ. Geophys. Res.*, 76, p. 1212-1222.
- COLEMAN R.G., (1977) - Emplacement and metamorphism of ophiolites. *Ophioliti*, 2, p. 41-73.
- COLEMAN R.G. & LANPHERE M.A., (1971) - Distribution and age of high-grade blueschists, associated eclogites, and amphibolites from Oregon and California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, p. 2397-2412.
- CONTI S., (1964) - Rassegna casistica delle ofiolite italiane. *Atti. Ist. Geol. Univ. Genova*, V.II, 1, p. 1-95.
- CONTI M., MARCUCCI M. & PASSERINI P., (1985) - Radiolarian cherts and ophiolites in the northern Apennine and Corsica : age, correlations and tectonic frame of siliceous deposition. *Ophioliti*, 10, 2/3, p. 203-224.
- CORTESOGNO L., (1980) - Segnalazione preliminare di oficarbonatiti a metamorfismo alpino polifasico al contatto tra serpentinoscisti e calcescisti nel Massiccio di Voltri. *Ophioliti*, 5, p. 19-26.
- CORTESOGNO L., ERNST W.G., GALLI M., MESSIGA B., PEDEMONTE G.M. & PICCARDO B., (1977) - Chemical petrology of eclogitic lenses in serpentinites, gruppo di Voltri, ligurian Alps. *J. Geol.*, 85, p. 255-277.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B., PRINCIPI G. & VENTURELLI G., (1978) - La breccia ofiolitica della Liguria orientale : nuovi dati e discussione sui modelli paleogeografici. *Ophioliti*, 3, p. 99-160.
- CORTESOGNO L., GRANDJACQUET C. & HACCARD D., (1979) - Contribution à l'étude de la liaison Alpes-Apennins; évolution tectono-métamorphique des principaux ensembles ophiolitiques de Ligurie (Apennins du nord). *Ophioliti*, 4, 2, p. 157-172.
- COTTIN J.Y., (1981) - Sur l'origine des filons et lentilles de gabbros associés aux tectonites lherzolitiques de l'association ultramafique-mafique du Bracco (Apennin ligure, Italie). *Congrès Ophiolites and Actualism*, déc. 1981, Firenze, abstracts.
- COTTIN J.Y., (1984) - Les gabbros filoniens recoupant les lherzolites à spinelle et plagioclase du Bracco (Apennins ligures, Italie). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXVI, 5, p. 935-944.
- COUTELLE A. & DUEE G., (1984) - Essai sur la tectogénèse des chaînes alpines de la Méditerranée occidentale. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 1, p. 1-13.
- DAL PIAZ G.V., (1965) - La formazione mesozoica dei calcescisti con pietra verde fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti con il ricoprimento Monte Rosa e con la Zona Sesia-Lanzo. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 84, p. 67-104.
- DAL PIAZ G.V., (1971) - Alcune considerazioni sulla genesi delle ofioliti piemontesi e dei giacimenti ad esse associati. *Boll. Ass. Miner. Subalpina*, 8, 24p.
- DAL PIAZ G.V., (1974) - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin alpino-apenninique. Ière partie. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 93, p. 437-468.
- DAL PIAZ G.V., (1974) - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin alpino-apenninique. IIème partie. *S.M.P.M.*, 54, p. 399-424.
- DAL PIAZ G.V., (1976) - Il lembo di ricoprimento del Pillonet falda della Dent Blanche nelle Alpi occidentali. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 31,
- DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B., (1985) - Review of radiometric dating in the western Italian Alps. *Rendiconti Soc. Ital. Min. Petr.*, 40, p. 125-138.

- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI, (1972) - La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica della Alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, p. 433-466.
- DAL PIAZ G.V., NATALE P., NERVO R., OMENETTO P. & RICARDO P., (1978) - La mineralizzazione piritiso-cupriferi di Viafiorcia (Alpi Cozie). *Mem. Sci. Geol. Padova*, 32, p. 1-16.
- DAL PIAZ G.V., VENTURELLI G. & SCOLARI A., (1979) - Calc-alkaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the internal northwestern Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 32, p. 4-16.
- DAL PIAZ G.V., NERVO R. & POLINO R., (1979) - Carta geologica del lembo del Glacier-Rafay (Dent Blanche s.l.), échelle 1:12 500. Centro di studio sui problemi dell'orogeno delle Alpi occidentali, Torino.
- DAL PIAZ G.V., di BATTISTINI G., KIENAST J.R. & VENTURELLI G., (1979) - Manganiferous quartzitic schists of the piemonte ophiolite nappes in the Valsesia-Valtournanche area (Italian western Alps). *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 32.
- DAVIES H.L., (1971) - Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua : an overthrust plate of oceanic crust and mantle. *Bur. Min. Res. Geol. Geophys. Aust. Bull.*, 128, p. 1-48.
- DEBELMAS J., (1975) - Les Alpes et la théorie des plaques. *Rev. Géol. phys. Géol. dyn.*, 17, 3, p. 195-208.
- DEBELMAS J., (1975) - Réflexions et hypothèses sur la paléogéographie crétacée des confins alpino-apenniniques. *Bull. Soc. géol. France*, XVII, 6, p. 1002-1013.
- DEBELMAS J. & LEMOINE M., (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à facies briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 38-40.
- DEBELMAS J., GIDON M., MACCARELLI D., LEMOINE M. & PERRIAUX J., (1965) - Réunion extraordinaire de la Société géologique de France. Briançonnais (Hautes-Alpes). *C.R. somm. Soc. géol. France*, 11, p. 434-472.
- DEBELMAS J., OBERHAUSER R., SANDULESCU M. & TRUMPY R., (1980) - L'arc alpino-carpathique. Colloque C5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys, 26^{ème} CGI, Paris, *Mémoire B.R.G.M.*, 115, p. 86-96.
- DEBENEDETTI A., (1965) - Il complesso radiolariti-giacimenti di manganese-giacimenti piritiso-cupriferi-roccie a fushsite, come rappresentante del Malm nella formazione dei calcescisti. Osservazioni nelle Alpi piemontesi e nelle Val d'Aosta. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, LXXXIV, 1, p. 4-28.
- DEBELMAS J., ARNAUD H., GIDON M. & KERCKHOVE C., (1983) - Alpes du Dauphiné, Guides géologiques régionaux, Masson éd.
- DECANDIA A. & ELTER P., (1969) - Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale (nota preliminare). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, A, 76.
- DECANDIA A. & ELTER P., (1972) - La zona ofiolitica del Bracco nel settore fra Levante e la Val Graveglia (Apennino ligure). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11.
- DELALOYLE M., de SOUZA H., WAGNER J.J. & HEDLEY I., (1980) - Isotopic ages on ophiolites from the eastern Mediterranean. In : Ophiolites, *Proc. Int. Ophiolites Symposium*, Cyprus 1979, A. PANAYIOTOU, ed., p. 292-295.
- DELAUNE-MAYERE M., MARCOUX J., PARROT J.F. & POISSON A., (1977) - Modèle d'évolution mésozoïque de la paléomarge téthysienne au niveau des nappes radiolaritiques et ophiolitiques du Taurus lycien, d'Antalya et du Baër-Bassit. In : Histoire structurale des bassins méditerranéens, B. BIJU-DUVAL & L. MONTADERT, eds., édition Te chnip, Paris, p. 79-94.
- DELONG S.E., DEWEY J.F. & FOX P.J., (1979) - Topographic and geologic evolution of fracture zone. *Journ. Geol. Soc. London*, 136, p. 303-310.
- DEMIRTASLI E., TURHAN N., BILGLIN A.Z. & SELIM M., (1984) - Geology of the Bolkar Mountains. In : Geology of the Taurus Belt, TEKELI O. & GONCUOGLU M.C., eds., MTA Ankara, Turkey, p. 125-141.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C. et al., (1986) - Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, p. 241-315.
- DE ROEVER W.P., (1957) - Sind die Alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke des Peridotitshale? *Geol. Rundsch.*, 46, p. 137-146.
- DEWEY J.F., (1976) - Ophiolite obduction. *Tectonophysics*, 31, p. 93-120.
- DEWEY J.F. & BIRD J.M., (1970) - Mountain belts and the new global tectonics. *Journ. Geophys. Res.*, 75, p. 2625-2647.
- DEWEY J.F., PITMAN N.C., RYAN W.B.F. & BONNIN J., (1973) - Plate tectonic and the evolution of the Alpin system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 3137-3183.
- DICKINSON W.R., (1976) - Sedimentary basins developed during evolution of Mesozoic-Cenozoic arc-trench system in western N. America. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 13, p. 1268-1287.
- DICKINSON W.R. & SEELY D.R., (1979) - Structure and stratigraphy of forearc region. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63, 1, p. 2-31.
- DICKINSON W.R. & SNYDER W.S., (1979) - Geometry of triple junctions related to San Andreas transform. *Journ. Geophys. Res.*, p. 561-572.

- DICKINSON W.R., INGERSOLL R.V., COWAN D.S. & HELMOLD K.P., (1982) - Provenance of Franciscan graywackes in coastal California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, p. 95-107.
- DIETRICH V.J., (1976) - Evolution of the eastern Alps : a plate tectonics working hypothesis. *Geology*, 4, 3, p. 147-150.
- DIETZ R.S., (1961) - Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea-floor. *Nature*, 190, p. 854-857.
- DONNELLY T.W., THOMPSON G. & ROBINSON P.T., (1979) - Very low-temperature alteration of the oceanic crust and the problem of fluxes of potassium and magnesium. In : Talwani M., Harrison G.G. & Hayes D.E., eds., Deep drilling results in the Atlantic Ocean : ocean crust. Maurice Ewing series (vol. 2), A.G.V., p. 383-390.
- DUBERTRET L., (1939) - Sur la genèse et l'âge des roches vertes syriennes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 209, p. 763.
- DUEE G., LAGABRIELLE Y., COUTELLE A. & FORTANE A., (1984) - Les lherzolites associées aux chaînons béarnais (Pyrénées occidentales) : mise à l'affleurement anté-dogger et resédimentation albo-cénomaniennne. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 289, II, 17, p. 1205-1210.
- DUMONT J.F., GUTNIC M., MARCOUX J., MONOD O. & POISSON A., (1972) - Le Trias des Taurides occidentales (Turquie), définition du bassin Pamphylien : un nouveau domaine à ophiolites à la marge externe de la chaîne Taurique. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 123, p. 385-409.
- DUMONT T., (1983) - Le chaînois de Rochebrune au sud-est de Briançon : évolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone piémontaise des Alpes occidentales. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Grenoble.
- DUMONT T., LEMOINE M. & TRICART P., (1984a) - Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans l'unité prépiémontaise de Rochebrune au sud-est de Briançon. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXVI, 5, p. 921-933.
- DUMONT T., LEMOINE M. & TRICART P., (1984b) - Pérennité de la sédimentation pélagique du Jurassique supérieur jusque dans le Crétacé supérieur au-dessus de la croûte océanique téthysienne ligurienne : la série supra-ophiolitique du lac des Cordes (zone piémontaise des Alpes occidentales au SE de Briançon). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 299, II, 15, p. 1069-1072.
- ELTER G., (1960) - La zona pennidica dell'alta e media valle d'Aosta e la unità limitrope. *Mem. Univ. Padova*, 115p.
- ELTER G., (1971) - Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Daire Baltée. Hypothèse sur l'origine des ophiolites. *Géol. Alpine*, 47, p. 147-169.
- ELTER G., (1972) - Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et les schistes lustrés. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 28, p. 1-19.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M., (1966) - Sur la prolongation du domaine ligurien de l'Apennin dans le Montfenat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Archives des Sciences, Genève*, 19, 3, p. 279-377.
- ELTER P., (1960) - I lineamenti tettonici dell' Appennino a nord ovest delle Apuane. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 79, 2, p. 273-312.
- ELTER P., (1972) - La zona ofiolitifera del Bracco nel quadro dell' appennini settentrionale. Introduzione alla geologia delle liguridi. In : 66^e Congresso della Società Geologica Italiana, Guida alle escursioni, 63p., 1 carte H.T.
- ELTER P., (1975) - L'ensemble ligurien. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVII, 6, p. 984-997.
- ELTER P. & RAGGI G., (1965) - Contributo alla conoscenza dell' Appennino ligurien : 3 tentativo di interpretazione delle breccie ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell' Appennino ligurien. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 84, p. 1-14.
- ELTER P. & SCANDONE P., (1980) - Les Apennins. Colloque C5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys, 26^{ème} CGI, Paris, *Mémoire B.R.G.M.*, 115, p. 99-102.
- ELTER P. & TREVISAN L., (1973) - Olistostromes in the tectonic evolution of the northern Apennines. In : Gravity and Tectonics, de JONG K.A. & SCHOLTEN R., eds., Wiley-Interscience Publ., p. 175-188.
- EMERSON N., (1980) - Llanada ophiolites. *M.A. thesis*, Univ. of California, Santa Barbara.
- ENOS P., (1963) - Jurassic age of Franciscan Formation south of Panoche Pass, California. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 47, 1, p. 158-163.
- ENOS P., (1963) - Jurassic age of franciscan formation south of Panoche Pass, California. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 47, p. 158-175.
- Equipe de géologie-géophysique du centre ORSTOM de Nouméa. (1982) - Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 147, 649p.
- ERNST W.G., (1971) - Metamorphic zonations on presumably subducted lithosphere plates from Japan, California and the Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, p. 43-59.
- ERNST W.G., (1974) - Mesozoic framework of California. In : Geologic interpretations from global tectonics with applications for California geology and petroleum exploration. San Joaquin. *Geol. Soc. Short Course Syllabes*, p. 11.1-11.9.

- EVARTS R.C., (1977) - The geology and petrology of the Del Puerto ophiolite, Diablo Range, central California Coast Ranges. In : North American Ophiolites, COLEMAN & IRWIN, eds., *Oregon dept. of Geology and Mineral Industries Bull.*, 95, p. 121-140.
- EVARTS R.C., (1977) - The geology and petrology of the Del Puerto ophiolite, Diablo Range, central California Coast Ranges. *Bull. State of Oregon*, 95, p. 121-139.
- EVARTS R.C. & SCHIFFMAN P., (1983) - Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California. *Am. Journ. Sci.*, 283, 4, p. 289-340.
- FAUPL P., FRANK W. & FRISCH W., (1980) - Phases of the evolution of the eastern Alps. Colloque C5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys, 26^{ème} CGI, Paris, *Mémoire B.R.G.M.*, 115, p. 297-300.
- FAURE M. & MALAVIEILLE J., (1980) - Les plis en fourreau du substratum de la nappe des schistes lustrés de Corse. Signification cinématique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 290, D, p. 1349-1352.
- FAURE M. & MALAVIEILLE J., (1981) - Etude structurale d'un cisaillement ductile : le charriage ophiolitique corse dans la région de Bastia. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXIII, 4, p. 335-343.
- FERRARA G., INNOCENTI F., RICCI C.A. & SERRI G., (1976) - Ocean-floor affinity of basalts from north Apennine ophiolites : geochemical evidence. *Chemical Geol.*, 17, p. 101-111.
- FISHER R.V., (1961) - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, p. 1409-1414.
- FISHER R.V., (1978) - Volcanoclastic sediments and rocks. In : The encyclopedia of Sedimentology, FAIRBRIDGE R.W. & BOURGEOIS J., eds., p. 851-853.
- FLEET A.J. & ROBERTSON A.H.F., (1980) - Ocean-ridge metalliferous and pelagic sediments of the Semail nappe, Oman. *J. Geol. Soc. London*, 137, 4, p. 403-422.
- FLORES G., (1955) - In : BENEDE E. (1955). Discussion, p. 19-21.
- FORTANE A., DUEE G., LAGABRIELLE Y. & COUTELLE A., (1986) - Lherzolites and the western "Chaînons béarnais" (French Pyrénées) : structural and paleogeographic pattern. *Tectonophysics*, 116, p. 81-98.
- FOX P.J. & HEEZEN B.C., (1965) - Sands of the Mid-Atlantic Ridge. *Science*, 149, p. 1367-1370.
- FRANCHI S., (1894) - Notizie sopra alcune metamorfosi di enfotite e diabase nelle Alpi occidentali. *Boll. R. Comit. Geol. Ital.*, 25, p. 181-204.
- FRANCHI S., (1902) - Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nelle regione ligure-alpine occidentale. *Boll. R. Comit. Geol. Ital.*, 33, p. 255-318.
- FRANCHI S. & DI STEPHANO G., (1896) - Sull' età di alcuni calcari e calcescisti fossiliferi delle valli Grana e Maira nelle Alpi Cozie. *Boll. R. Comit. Geol. Ital.*, 27, p. 171-180.
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JAGER E. & NIGGLI E., (1974) - Alpine metamorphism of the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, 213, p. 248-278.
- FRISCH W., (1979) - Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics*, 60, p. 121-139.
- FRITZ D.M., (1974) - Potassium-argon ages, chemistry and structure across the Coast Range fault zone, west of Paskenta, northern California. *Geol. Soc. America Abstracts with programs*, 6, 7, p. 745.
- FUDRAL S. & BLAKE C., (1981) - Eléments pour la reconstitution de l'évolution du domaine paléocéanique téthysien (Alpes franco-italiennes). *Réunion Spéc. Soc. géol. France*, Océans et paléocéans, Lille, 7 & 8 nov. 1981, Résumé.
- FUDRAL S. & BLAKE C., (1982) - Une interprétation de l'évolution structurale du paléocéan téthysien. *gème R.A.S.T.*, Paris, Résumé, p. 258.
- FUDRAL S., RAMPNOUX J.P. & ROBERT D., (1977) - Les schistes lustrés à ophiolites de Haute-Maurienne sont-ils le reflet d'une étape paleo-tectonique des Alpes occidentales? *C.R. somm. Soc. géol. France*, 6, p. 330-332.
- GARCIA M.O., (1982) - Petrology of the Rogue River Island Arc complex, south-western Oregon. *Am. Journ. Sci.*, 282, p. 783-807.
- GARRISON R.E., (1974) - Radiolarian cherts, pelagic limestones and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages. In : Pelagic sediments : on land and under the sea, K.J. HSU & H.C. JENKINS, eds., *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 1, p. 367-399.
- GAUSSER A., (1974) - The ophiolitic melange, a world wide problem on tethyan examples. *Eclogae geol. Helv.*, 67, p. 479-507.
- GEALEY W.K., (1977) - Ophiolite obduction and geologic evolution of the Oman Mountains and adjacent area. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, p. 1183-1191.
- GEALEY W.K., (1979) - Ophiolite obduction mechanism. In : Ophiolites, *Proc. Int. Ophiolite Symposium*, Cyprus 1979, A. PANAYIOTOU, ed., p. 228-243.
- GEYSSANT J., (1980) - Corrélations péri-adriatiques le long des Alpes Orientales : rapports entre domaines austro-alpin et sub-alpin et tectogénèse crétacée. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXII, 1, p. 31-42.
- GIANELLI G., (1977) - Vara Supergroup Ophiolite probably represents an ancient transcurrent fault zone. *Ophioliti*, 2, p. 115-135.
- GIANELLI G. & PRINCIPI G., (1977) - Northern Apennine ophiolite : an ancient transcurrent fault zone. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 96, p. 53-58.

- GIDON M., PAIRIS J.L., ARNAUD H., APRAHAMIAN J. & USELLE J.P., (1970) - Les déformations tectoniques superposées du Dévoluy méridional (Hautes-Alpes). *Géol. Alpine*, 46, p. 87-110.
- GILL J.B., (1976) - Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks : implication for evolution of an interarc basin and remnant arc. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, p. 1384-1395.
- GILLET P., CHOUKROUNE P., BALLEVRE M. & DAVY P., (1986) - Thickening history of the western Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, p. 44-52.
- GIRARD D., (1981) - Pétrologie de quelques séries spilittiques mésozoïques du domaine Caraïbe et des ensembles magmatiques de l'île de Tobago : implications géodynamiques. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Brest, 230p.
- GIRARDEAU J., (1979) - Structure des ophiolites de l'ouest de Terre Neuve et modèle de croûte océanique. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Nantes.
- GLENNIE K.W., BOEUF M.G.A., CLARKE M.W.H., MOODY-STUART M., PILAAR W.H.F. & REINHARDT B.M., (1973) - Late Cretaceous nappes in the Oman Mountains and their geologic evolution. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 57, p. 5-27.
- GOSSO G., DAL PIAZ G.V., PIOVANO V. & POLINO R., (1979) - High pressure emplacement of early-alpine nappes. Post-nappe deformations and structural levels (internal north-western Alps). *Mem. Sc. Geol. Univ. Padova*, 32, 16p.
- GRACIANSKY P.C. de, (1972) - Recherches géologiques dans le Taurus Lycien. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Paris-sud, Orsay, 571p.
- GRACIANSKY P.C. de & LEMOINE M., (1980) - Paléomarge de la Téthys dans les Alpes occidentales : du Massif Central français aux ophiolites liguro-piémontaises. Livret guide de l'excursion 27 du 28^{ème} C.G.I., *Géol. Alpine*, 56, p. 119-147.
- GRACIANSKY P.C. de, MULLER C., REHAULT J.P. & SIGAL J., (1978) - Reconstitution de l'évolution des milieux de sédimentation sur la marge continentale ibérique au Crétacé : le flanc sud du haut-fond de Vigo et le forage DSDP-IPOD 398D. Problèmes concernant la surface de compensation des carbonates. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XX, 4, p. 389-399.
- GRACIANSKY P.C. de, BOURBON M., de CHARPAL O., CHENET P.Y. & LEMOINE M., (1979) - Génèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, XXI, 5, p. 663-674.
- GRANDJACQUET C. & HACCARD D., (1977) - Position structurale et rôle paléogéographique de l'unité du Bracco au sein du contexte ophiolitique liguro-piémontais. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVIII, 4.
- GROUPE CYAGOR II : AUZENDE J.M., CORNEN G., JUTEAU T., LAGABRIELLE Y., LENSCH G., MEVEL C., NICOLAS A., PRICHARD A., RIBEIRO A. & VANNEY J.R., (1982a) - Gorringe Bank (Atlantic ocean, SW Portugal) : a section in deep oceanic crust and upper mantle. *Ophioliti*, 2/3, p. 267-278.
- GROUPE CYAGOR II : AUZENDE J.M. et al., (1982b) - The Gorringe Bank : first results of submersible expedition CYAGOR II. *Terra Cognita*, 2, p. 123-130.
- GROUPE CYAGOR II : AUZENDE J.M. et al., (1983) - Oceanic tectonics on the Gorringe Bank : observations by submersible. In : *Ophiolites and oceanic lithosphere*, Blackwell Scientific Publ., I.G. GASS, J.J. LIPPARD & A.W. SHELTON, eds., p. 113-120.
- HACCARD D. & LEMOINE M., (1970) - Sur la stratigraphie et les analogies des formations sédimentaires associées aux ophiolites dans la zone piémontaise des Alpes ligures (zones de Sestri-Voltaggio et de Montenotte) et des Alpes Cottiniennes (zone du Gondran, Queyras, Haute Ubaye). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 209.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C., (1972) - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennin. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 9, p. 309-341.
- HALL R., (1980) - Unmixing and melange : the petrology and history of a disrupted and metamorphosed ophiolite, SE Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 137, p. 195-206.
- HARPER G.D. & WRIGHT J.E., (1984) - Middle to late Jurassic tectonic evolution of the Klamath Mountains, California-Oregon. *Tectonics*, 3, 7, p. 759-772.
- HAWKINS J.W.Jr., (1980) - Petrology of back-arc basins and island arc : their possible role in the origin of ophiolites. In : *Ophiolites, Proc. Intern. Ophiolite symposium*, Cyprus 1979. PANAYIOTOU A., ed., p. 244-254.
- HOPSON C.A., MATTINSON J.M. & PESSAGNO E.A., (1981) - Coast Range ophiolite, western California. In : *The geotectonic development of California*. W.G. ERNST, ed., Prentice-Hall, New-Jersey, p. 419-450.

- HORVATH F. & CHANNEL J.E.T., (1977) - Further evidence relevant to the African/Adriatic promontary as a paleogeographic premise for alpine orogeny. In : *International Symposium on the structural history of the Mediterranean basins*, Split oct. 1976, B. BIJU-DUVAL & L. MONTADERT, eds., editions Technip, Paris, p. 133-142.
- HSU K.J., (1974) - Melanges and their distinction from olistostromes. In : *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, DOTT R.H. & SHAVER R.H., eds., *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Spec. Publ., 9 (Marshall Kay volume), p. 321-333.
- HUNZICKER J.C., (1974) - Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the western Alps. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 31, 55p.
- INGERSOLL R.V. & SCHWEICKERT, (1986) - A plate-tectonic model for late jurassic ophiolite genesis, nevadan orogeny and forearc initiation, Northern California. *Tectonics*, 5, 6, p. 901-912.
- INTERNATIONAL WORKING GROUP on the IGCP project Ophiolites, (1977) - Initial reports on the geological study of oceanic crust of the Philippine Sea Floor. *Boll. Gruppo di Lavoro sulle Ophioliti Mediterranee, Bologna* (Estratto da Ophioliti), N. BOGDANOV, ed., 2, p. 137-168.
- ISHIWATARI A., (1985) - Alpine ophiolites : product of low-degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, p. 93-108.
- JONES D.L., (1975) - Discovery of Buchia Rugosa of kimmeridgian age from the base of the Great Valley Sequence. *Geol. Soc. America Abstracts with programs*, 7, 3, p. 330.
- JONES D.L., BLAKE M.C.Jr. & RANGIN C., (1976) - The four jurassic belts of northern California and their significance to the geology of the southern California borderland. In : *Aspects of the geologic history of the California continental borderland*. D.G. HOWELL, ed., Pacific section, *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Misc., 24, p. 343-362.
- JONES D.L., BLAKE M.C.Jr., BAILEY E.H. & McLAUGHLIN R.J., (1978) - Distribution and character of upper Mesozoic subduction complexes along the west coast of north America. *Tectonophysics*, 47, p. 207-222.
- JORON J.L. & TREUIL M., (1977) - Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIX, p. 1197-1205.
- JORON J.L., CABANIS B. & TREUIL M., (1983) - Méthodes d'identification des séries volcaniques anciennes basées sur la géochimie des éléments en traces. Comparaison avec les séries récentes : exemples d'applications. *Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, 7, p. 273-284.
- JUTEAU T., (1975) - Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. *Thèse de doctorat d'état*, Sci. terre., Nancy, Mem 32, 692p.
- JUTEAU T., (1979) - Ophiolites des Taurides : essai sur leur histoire océanique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 21, 3, p. 191-214.
- JUTEAU T., (1980) - Les grands massifs ophiolitiques de la chaîne des Taurides : structure, texture, anatomie et pétrologie comparée. Réflexions sur l'évolution pétrogénétique de ces massifs à l'aide des données de l'analyse structurale. *Coll. Int. CNRS, Associations ultramafiques dans les orogènes*, 272, p. 63-77.
- JUTEAU T. & WHITECHURCH H., (1980) - The magmatic cumulates of Antalya (Turkey) : evidence of multiple intrusions in ophiolitic magma chamber. In : *Ophiolites, Proc. Intern. Ophiolite Symposium*, Cyprus 1979, A. PANAYIOTOU, ed., p. 337-391.
- JUTEAU T., NICOLAS A., DUBESSY J., FRUCHARD J.C. & BOUCHEZ J.L., (1977) - Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey : possible model for an oceanic ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, p. 1740-1748.
- KARIG D.E. & MOORE G.F., (1975) - Tectonically controlled sedimentation in marginal basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, p. 233-238.
- KARSON J.A. & DICK H.J.B., (1983) - Tectonic of ride-transform intersections at the Kane Fracture Zone. *Marine Geophys. Res.*, 6, p. 51-98.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNEL J., CURZI P., EMEIS K.C., GLACON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F., MCKENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., REHAULT J.P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORII M., (1986) - La campagne 107 du Joides Resolution (Ocean Drilling Programm) en Mer Tyrrhénienne : premiers résultats. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 303, II, 5, p. 391-396.
- KELTS K., (1981) - A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, northern Penninic margin. *Eclogae Geol. Helv.*, 74/2, p. 317-338.
- KENT D.V. & GRADSTEIN F.M., (1985) - A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, p. 1419-1427.
- KERCKHOVE C., (1969) - La zone du flysh dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géol. Alpine*, 45, p. 5-204.
- KIDO R.B., SEARLE R.C., RAMSAY A.T.S., PRICHARD H. & MITCHELL J., (1982) - The geology and formation of King's Trough northeast Atlantic ocean. *Marine Geol.*, 48, p. 1-30.

- KIENAST J.R., (1973) - Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble schistes lustrés ophiolitiques du Val d'Aoste, quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 276, D, p. 2621-2624.
- KLEIN G. de V., KOBAYASHI K. et al., (1980) - *Init. Rep. DSDP*, Washington (U.S. Printing Office), Leg 58, vol. 58.
- LABESSE B., (1962) - Sur les ophiolites et les brèches associées dans l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 4, p. 867-870.
- LABESSE B., (1981a) - Existence d'une lacune importante dans le Crétacé supérieur des séries ligure de l'Apennin septentrional (Italie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 293, II, p. 997-1002.
- LABESSE B., (1981b) - A propos de la paléogéographie du Domaine Ligure au Crétacé supérieur : le problème de la Ride du Bracco (Apennin septentrional, Italie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 293, II, p. 1087-1090.
- LAGABRIELLE Y., (1981) - Les schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes franco-italiennes) : données nouvelles et précisions lithostratigraphiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 292, II, p. 1405-1408.
- LAGABRIELLE Y., (1982) - Ophiolites et croûte océanique, tectonique et environnement sédimentaire; apports des données sous-marines à l'interprétation géologique des séries ophiolitiques du Queyras (Alpes franco-italiennes). *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Brest, 198p.
- LAGABRIELLE Y. & AUZENDE J.M., (1982) - Active in situ desaggregation of oceanic crust and mantle : observation with submersible on Gorringe Bank (S.W. Portugal), analogy with ophiolitic massives. *Nature*, 297, 5866, p. 490-493.
- LAGABRIELLE Y. & COTTEN J., (1984) - Le matériel détritique ophiolitique des schistes lustrés piémontais : l'exemple du Haut-Queyras, contribution à l'étude des prasinites. *Ophioliti*, 9, (1), p. 43-66.
- LAGABRIELLE Y. & POLINO R., (1985) - Origine volcano-détritique de certaines prasinites des schistes lustrés du Queyras (France) : arguments texturaux et géochimiques. *Bull. Soc. géol. France*, (8), I, 4, p. 461-471.
- LAGABRIELLE Y., NERVO R., POLINO R. & DUTTO F., (1982) - Sedimentary cover of some ophiolites of Cottian Alps. *Ophioliti*, 2/3, p. 339-350.
- LAGABRIELLE Y., AUZENDE J.M., CORNEN G., JUTEAU T., LENSCH G., MEVEL C., NICOLAS A., PRICHARD J., RIBEIRO A. & VANNEY J.R., (1982) - Observations par submersible de croûte océanique affleurant sur le banc de Gorringe (SW Portugal) : évidences de processus de démantèlement des gabbros en milieu sous-marin. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 293, II, p. 827-832.
- LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.M., BLANCHET R., CABY R., FUDRAL F., LEMOINE M., MEVEL C., OHNENSTETTER M., ROBERT D. & TRICART P., (1984) - Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine Téthysien : analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. *Ophioliti*, 9, 1, p. 67-88.
- LAGABRIELLE Y., LEMOINE M. & TRICART P., (1985) - Paléotectonique océanique et déformations alpines dans le massif ophiolitique du Pelvas d'Abriès (Alpes Occidentales-Queyras-France). *Bull. Soc. géol. France*, (8), I, 4, p. 473-479.
- LAGABRIELLE Y., WHITECHURCH H., MARCOUX J., JUTEAU T., REUBER I., GUILLOCHEAU F. & CAPAN U., (1986) - Obduction-related ophiolitic polymict breccias covering the ophiolites of Antalya (south-western Turkey). *Geology*, 14, p. 734-737.
- LAGABRIELLE Y., ROURE F., COUTELLE A., MAURY R.C., JORON J.L. & THONON P., (1986) - The Coast Range ophiolites (northern California) : possible arc and back-arc basin remnants; their relation with the Nevadan orogeny. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, 6, p. 981-999.
- LANCELOT Y., (1980) - Birth and evolution of the Atlantic Tethys (Central North Atlantic). Colloque C5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys, 26^{ème} CGI, Paris, *Mémoire B.R.G.M.*, 115, p. 213-223.
- LANPHERE M.A., (1971) - Age of the mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, p. 3209-3212.
- LANPHERE, (1978) - Early Cretaceous metamorphic age of the South Fork Mountain Schist in the northern Coast Ranges of California. *Am. Journ. Sci.*, 278, p. 798-815.
- LARDEAUX J.M., GOSSO G., KIENAST J.R. & LOMBARDO B., (1982) - Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sésia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXIV, 4, p. 793-800.
- LAUBSCHER H. & BERNOULLI D., (1977) - Mediterranean and Tethys. In : The ocean basins and margins, NAIRN A.E.H., KANES W.H. & STEHLI F.G., eds., *Plenum Publish. Corp.*, 4A, p. 1-28.
- LAUBSCHER H. & BERNOULLI D., (1980) - Cross section from the Rhine graben to the Po Plain. Excursion 031A du 26^{ème} Cong. Géol. Intern., Paris, Livret guide des excursions, Switzerland, *Schweizerische Geol. Komm.*, Wepf and C^o, Basel-New York, ed., p. 183-209.
- LEAKE B.E., (1978) - Nomenclature of amphiboles. *Bull. Soc. franç. Miner.*, 101, p. 453-467.

- LEFEVRE R., (1974) - Un ensemble allochtone ultra-briançonnais disjoint : les nappes à faciès Acceglio. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 278, D, p. 1935-1938.
- LEFEVRE R. & MICHARD A., (1976) - Les nappes briançonnaises internes et ultra-briançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes). Une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadéite. *Sci. Géol. Bull.*, 29, 3, p. 183-222.
- LE GUERNIC J., (1966) - Etude géologique du Briançonnais et du Piémontais entre le Cristillan et la Maira (zone de Roure). *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Grenoble, 87p.
- LEICH E.C., (1984) - Island-arc elements and arc related ophiolites. *Tectonophysics*, 106, p. 177-203.
- LE MER O., (1984) - Un massif ophiolitique de la zone piémontaise et sa couverture océanique : la crête Mouloun (Queyras, France). Etude géologique et géochimie du matériel basique. *Rapport de D.E.A.*, Univ. Brest.
- LE MER O., LAGABRIELLE Y. & POLINO R., (1986) - Une série sédimentaire détritique liée aux ophiolites piémontaises : analyses lithostratigraphiques, texturales et géochimiques dans le massif de la Crête Monloun (Haut-Queyras, Alpes sud-occidentales, France). *Géol. Alpine*, sous-pressé.
- LEMOINE M., (1951) - Stratigraphie des terrains post-triasiques à l'est de Briançon. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 232, p. 86-88.
- LEMOINE M., (1954) - Documents nouveaux et hypothèses sur la stratigraphie des schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 238, p. 496-498.
- LEMOINE M., (1955) - Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 94-96.
- LEMOINE M., (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans la haute vallée de l'Ubaye (Basses-Alpes). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 41.
- LEMOINE M., (1959) - Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des schistes lustrés piémontais dans les Alpes Cottiennes et Briançonnaises. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 1, p. 90-92.
- LEMOINE M., (1960a) - Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone briançonnaise. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 97-99.
- LEMOINE M., (1960b) - Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (Transversales de Briançon et du Queyras). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 102-104.
- LEMOINE M., (1960c) - Découverte d'une microfaune du Crétacé supérieur au Col Longet (sources de l'Ubaye, Basses Alpes); conséquences tectoniques et paléogéographiques. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 9, p. 234-235.
- LEMOINE M., (1962) - Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes) et des régions voisines. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 186.
- LEMOINE M., (1967) - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. *Sonderdruck aus der Geol. Rundschau*, 56, p. 320-335.
- LEMOINE M., (1971) - Données nouvelles sur la série du Gondran près de Briançon (Alpes Cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise. *Géol. Alpine*, 47, p. 181-201.
- LEMOINE M., (1980) - Serpentinities, gabbros and ophicalcites in the piemont-ligurian domain of the western Alps : possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinite protusions in the jurassic-cretaceous Tethys. *Archives des Sciences, Genève*, 33, p. 103-116.
- LEMOINE M., (1982) - Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes occidentales : naissance et évolution d'une marge continentale passive. *Livre Jubilaire Gabriel Lucas, Mém. géol., Dijon, Institut des sciences de la terre, ed.*, 7, p. 347-361.
- LEMOINE M., (1984) - Rifting and early drifting : mesozoic central Atlantic and ligurian Tethys. In : SHERIDAN R.E., GRADSTEIN F.M. et al., *Init. Rep. DSDP*, Washington (U.S. Government Printing Office), 76, p. 885-895.
- LEMOINE M., (1984) - La marge occidentale de la Téthys ligure et les Alpes occidentales. In : Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, (G. Boillot coord.), Masson éd., Paris, p. 155-248.
- LEMOINE M., (1985) - Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspatique de la Téthys ligure. *Bull. Soc. géol. France*, (8), I, p. 126-137.
- LEMOINE M. & TRICART P., (1979) - Une partie des schistes et des ophiolites du Queyras (Alpes occidentales françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écroulements au pied d'un escarpement de faille océanique? *C.R. Acad. Sc. Paris*, 288, D, p. 1655-1658.
- LEMOINE M. & TRICART P., (1983) - Le fond océanique ultrabasique de la Téthys ligure à travers l'exemple des massifs de serpentinite du Sud-Queyras (Alpes occidentales). 2nd E.U.G. meeting, Strasbourg.
- LEMOINE M., STEEN D. & VUAGNAT M., (1970) - Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées : observations dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat., Genève, N.S.*, 5, p. 44-59.

- LEMOINE M., BOURBON M. & TRICARD P., (1978) - Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys : données nouvelles et conséquences. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 286, D, p. 1655-1658.
- LEMOINE M., GIDON M. & BARFETY J.C., (1981) - Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales; d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 292, II, p. 917-920.
- LEMOINE M., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., LETOLLE R., MEVEL C. & THIEULOY J.P., (1982) - Indices possibles de paléo-hydrothermalisme marin dans le Jurassique et le Crétacé des Alpes occidentales (Océan téthysien et sa marge continentale européenne) essai d'inventaire. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXIV, 3, p. 641-647.
- LEMOINE M., BOURBON M., de GRACIANSKY P.C. & LETOLLE R., (1983) - Isotopes du carbone et de l'oxygène de calcaires associés à des ophiolites (Alpes occidentales, Corse, Apennin) : indices possibles d'un hydrothermalisme océanique téthysien. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 24, 4, p. 305-314.
- LEMOINE M., MARTHALER M., CARON J.M., SARTORI M., AMAUDRIC du CHAFFAUT S., DUMONT T., ESCHER A., MASSON H., POLINO R. & TRICART P., (1984) - Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les schistes lustrés du Queyras (Alpes Occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 299, II, 11, p. 727-732.
- LEMOINE M., BOILLOT G., & TRICART P., (1987) - Les fonds océaniques ultramafiques et gabbroïques de la Téthys ligure (Alpes, Corse, Apennin) : recherche de modèles. *C.R. Acad. Sc. Paris*, sous presse.
- LEPINAY B. de, (1981) - Etude géologique de la région des Gets et de Samoëns, Haute Savoie. Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gêts) et les unités delphino-helvétiques. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Chambéry.
- LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D. & MARCHAL M., (1982) - Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, p. 139-154.
- LIEWIG N., (1981) - Les phengites : marqueurs géométriques, chimiques et isotopiques de l'histoire des roches métamorphiques. Application aux schistes lustrés des Alpes Cottiniennes. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.
- LIEWIG N., CARON J.M. & CLAVER N., (1981) - Geochemical and K-Ar isotopic behaviour of alpine sheet silicates during polyphased deformation. *Tectonophysics*, 78, p. 273-290.
- LINDSLEY-GRIFFIN N., (1977) - The Trinity ophiolite, Klamath Mountains, California. In : North American Ophiolites, COLEMAN & IRWIN, eds., *Oregon dept. of Geology and Mineral Industries Bull.*, 95, p. 107-120.
- LIU J.G., LAN C.Y., SUPPE J. & ERNST W.G., (1976) - Mafic-ultramafic submarine scree deposits, East Taiwan ophiolite. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 57, p. 1027.
- LISTER G.S., ETHERIDGE M.A. & SYMONDS P.A., (1986) - Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14, p. 246-250.
- LOCKWOOD J.P., (1971a) - Detrital serpentinite from the Guajera Peninsula, Colombia. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 130, p. 55-75.
- LOCKWOOD J.P., (1971b) - Sedimentary and gravity slide emplacement of serpentinite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, p. 919-936.
- LOMBARDO B. & POGNANTE U., (1982) - Tectonic implications in the evolution of the western Alps ophiolite metagabbro. *Ophioliti*, 7, 2/3, p. 371-394.
- LOMBARDO B., NERVO R., COMPAGNONI R., MESSIGNA B., KIENAST J.R., MEVEL C., FIORA L., PICCARDO G.B. & LANZA R., (1978) - Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi occidentali). *Rend. Soc. Ital. Min. Pet.*, 34, 2, p. 253-305.
- LOUVION-TRELLU C., (1986) - Les radiolarites des Coast Ranges (Californie) : étude biochronologique, sédimentologique et géochimique. *Rapport de D.E.A.*, Univ. Brest.
- LUDWIG W.J. & RABINOWITZ D., (1980) - Structure of the Vema Fracture Zone. *Marine Geol.*, 35, p. 99-110.
- LUGEON M. & ARGAND E., (1905) - Sur les homologues des grandes nappes de recouvrement de la zone de Piémont. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 140, p. 1491-1493.
- LUYENDYK B.P. & MACDONALD K.C., (1977) - Physiography and structure of the inner floor of the Famous rift valley : observations with a deep-towed instrument package. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, p. 648-663.
- LUYENDYK B.P., CANN J.R. et al., (1978) - *Init. Rep. DSDP*, Washington (U.S. Government Printing Office), Leg 49, 49.
- MACPHERSON G.J., (1983) - The Snow Mountain volcanic complex : an on-land seamount in the franciscan terrane, California. *J. Geol.*, 91, p. 73-92.
- MADDOCK M.E., (1964) - Geology of the Boardman quadrangle, Santa Clara and Stanislaus counties, California. *Calif. Div. Mines and Geology*, Map Sheet 3.

- MALAVIEILLE J., (1984) - Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagne. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXVI, 1, p. 129-138.
- MALAVIEILLE J., LACASSIN R. & MATTAUER M., (1984) - Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXVI, 5, p. 895-905.
- MARCOUX J., (1970) - Age carnien des termes effusifs du cortège ophiolitique des nappes d'Antalya (Taurus Lycien occidental, Turquie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 271, D, p. 285-287.
- MARCOUX J., (1976) - Les séries des nappes à radiolarites et ophiolites d'Antalya (Turquie) : Homologies et signification probable. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVIII, 2, p. 511-512.
- MARINI M. & TERRANOVA R., (1979) - Les complexes ophiolitiques des monts Aiona et Penna et leurs rapports avec les séries sédimentaires (Apennin liguro-emilien). *Ophioliti*, 4, 3, p. 427-433.
- MARTHALER M., (1984) - Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne (Valais, Suisse). *Eclogae geol. Helv.*, 77, 2, p. 395-448.
- MARTHALER M., FUDRAL D., DEVILLE E. & RAMPNOUX J.P., (1986) - Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maira, région de Suse, Italie (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 302, II, 2, p. 91-96.
- MARTINEZ-REYES J., (1980) - Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère, région du Mont Mielard et du Cheval Noir -Savoie-. Le problème des unités à flysh. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Chambéry.
- MATTAUER M., (1983) - Subduction de lithosphère continentale, décollement croûte-manteau et chevauchements d'échelle crustale dans la chaîne de collision himalayenne. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 296, II, p. 481-486.
- MATTAUER M. & PROUST F., (1976) - La Corse alpine : un modèle de genèse de métamorphisme haute-pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 282, p. 1249-1252.
- MATTAUER M. & PROUST F., (1976) - Sur quelques problèmes généraux de la chaîne alpine en Corse. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVIII, 5, p. 1177-1178.
- MATTAUER M. & TAPONNIER P., (1978) - Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 287, 10, p. 899-902.
- MATTAUER M., PROUST F. & ETCHECOPAR A., (1977) - Linéation a et mécanisme de cisaillement simple lié au chevauchement de la nappe des schistes lustrés en Corse. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIX, 4, p. 834-841.
- MATTAUER M., FAURE M. & MALAVIEILLE J., (1981) - Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *Journ. Struct. Geol.*, 3, 4, p. 401-409.
- MAURIN J.C., (1982) - Etude d'un secteur des schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes franco-italiennes) : les sills basiques du Col Agnel : approche pétrologique et géochimique; contexte structural. *Rapport de D.E.A.*, Univ. Montpellier, 91p.
- MAURIN J.C. & CABY R., (1982) - Sur l'importance du magmatisme crétacé dans la zone piémontaise. *gème R.A.S.T.*, Paris.
- MAURY P. & RICOUE L.E., (1983) - Le décrochement sub-briançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 24, 1, p. 3-22.
- MAWHIN B., JEANNETTE D. & TRICART P., (1983) - Relations entre structures longitudinales et transverses au coeur de l'arc alpin occidental : exemple du Val Germanasia (Massif cristallin Dora-Maira). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 297, p. 749-752.
- MAXWELL J.C., (1974) - Anatomy of an orogen. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, p. 1195-1204.
- MAZZUCOTELLI A., MESSIGA B. & PICARDO G.B., (1976) - Caratteristiche petrografiche e geochemiche delle prasiniti dell'unità Voltri-Rossiglione (gruppo di Voltri). *Ophioliti*, 1, p. 255-278.
- MCDOWELL F.W., LEHMAN D.H., GUCWA P.R., FRITZ D. & MAXWELL J.C., (1984) - Glaucophane schists and ophiolites of the northern California Coast Ranges : isotopic ages and their tectonic implications. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, p. 1373-1382.
- Mc LAUGHLIN R.J., (1974) - Preliminary geologic map of the Geysers steam field and vicinity, Sonoma County, California. *U.S. Geol. Survey Open-File*, Map 74-238.
- Mc LAUGHLIN R.J. & PESSAGNO E.A.Jr., (1976) - Significance of age relationships of rocks above and below upper Jurassic ophiolite in Geysers-Clear Lake area, California. *Geol. Soc. America Abstracts with programs* 8, p. 394-395.
- Mc LAUGHLIN R.J. & PESSAGNO E.A.Jr., (1978) - Significance of age relationships of rocks above and below upper Jurassic ophiolite in the Geysers-Clear Lake area, California. *U.S. Geol. Survey Journ. Res.*, 6, p. 715-726.
- Mc LAUGHLIN R.J., KLING S.A., POORE R.Z. & BEUTNER E.C., (1982) - Post-middle Miocene accretion of franciscan rocks, northwestern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, p. 595-605.
- MELSON W. & THOMPSON G., (1971) - Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 268, p. 423-441.
- MELSON W.G., RABINOWITZ P.D. et al., (1978) - *Init. Rep. DSDP*, Washington (U.S. government Printing Office), Leg 45, vol. 45.

- MENARD G. & THOUVENOT F., (1984) - Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXVI, 5, p. 875-884.
- MERLE O., (1982) - Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (flysch à helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye), Alpes occidentales. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Rennes, 150p.
- MESORIAN H., (pour : JUTEAU T., LAPIERRE H., NICOLAS A., PARROT J.F., RICOU L.E., ROCCI G. & ROLLET N.), (1973) - Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XV, p. 478-493.
- MESSIGA B., PICCARDO G.B. & MAZZUCOTELLI A., (1977) - La prasiniti del gruppo di Voltri, la caratteistiche petrografiche e chimiche. *Soc. Ital. Min. Pet.*, 33, 2, p. 549-581.
- MEVEL C., (1975) - Les pillows-lavas spilitiques des massifs du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises). *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Paris VI, 233p.
- MEVEL C., (1975) - Les zonations chimiques dans les pillows-lavas spilitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises). *Pétrologie*, 1, 4, p. 319-333.
- MEVEL C. & KIENAST J.R., (1980) - Chromian jadeite, phengite, pumpellyite and lawsonite in a high-pressure metamorphosed gabbro from the french Alps. *Mineral. Mag.*, 43, p. 979-984.
- MEVEL C., CABY R. & KIENAST J.R., (1978) - Lower amphibolite facies conditions in the oceanic crust : example of amphibolitized flasergabbro and amphibolites in the Chenaillet ophiolite massif. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, p. 98-108.
- MEVEL C., KIENAST J.R. & LEIKINE M., (1982) - Découverte et signification de l'association métamorphique aegyrine-riebeckite dans un gabbro ophiolitique du Chenaillet (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 295, II, p. 809-812.
- MICHARD A., (1967) - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes. *Ed. du C.N.R.S., Paris*, 447p.
- MICHARD A., (1977) - Charriages et métamorphisme haute pression dans les Alpes Cottiennes méridionales : à propos des schistes à jadéite de la bande d'Acceglio. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIX, 4, p. 883-892.
- MICHARD A. & SCHUMACHER F., (1973) - Position des brèches et des ophiolites dans les séries piémontaises des Vals Grana et Maimora (Alpes Cottiennes méridionales, Italie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 276, D, p. 3009-3012.
- MICHARD A. & STURANI C., (1964) - La zone piémontaise dans les Alpes Cottiennes : nouveaux résultats et nouvelles questions. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 382-385.
- MICHARD A., JUTEAU T. & WHITECHURCH H., (1985) - L'obduction : revue des modèles et confrontation au cas de l'Oman. *Bull. Soc. géol. France*, (8), 1, 2, p. 189-198.
- MIYASHIRO A., (1974) - Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *Am. Journ. Sci.*, 274, p. 321-355.
- MIYASHIRO A. & SHIDO F., (1975) - Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *Am. Journ. Sci.*, 275, p. 265-277.
- MOISEYEV A.N., (1970) - Late serpentinite movements in the California Coast Ranges : new evidence and its implications. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, p. 1721-1732.
- MONIE P., (1984) - Etude par la méthode An39-An40, de la redistribution de l'Argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogène alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argentera-Mercantour, du Mont Rose et de la Grande Kabylie. *Thèse de 3^{ème} cycle*, U.S.T.L., Univ. Montpellier.
- MONOD O., MARCOUX J., POISSON A. & DUMONT J.F., (1974) - Le domaine d'Antalya, témoin de la fracturation de la plateforme africaine au cours du Trias. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVI, 2, p. 116-127.
- MONTIGNY R., (1975) - Géochimie comparée des cortèges de roches océaniques et ophiolitiques. Problème de leur genèse. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Paris VII, 288p.
- MONTIGNY R., WHITECHURCH H., REUBER I., THUIZAT R. & JUTEAU T., (1983) - K-Ar ages of the Antalya ophiolites (Turkey), geological implications. *Sci. Géol. Bull.*, 36, 1, p. 61-72.
- MOORE D.E., (1984) - Metamorphic history of a high-grade blueschist exotic block from the Franciscan complex, California. *J. Petrol.*, 25, 1, p. 126-150.
- MOORES E.M. & DAY H.W., (1984) - Overthrust model for the Sierra Nevada. *Geology*, 12, p. 416-419.
- MROZOWSKI C.L. & HAYES D., (1979) - The evolution of the Parece Vela Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, p. 49-67.
- MROZOWSKI C.L., LEWIS S.P. & HAYES D.E., (1982) - Complexities in the tectonic evolution of the West Philippine Basin. *Tectonophysics*, 82, p. 1-24.
- NARDI R., (1968a) - Le unità alloctone della Corsica e loro correlazione con le unità delle Alpi e dell'Appennino. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 7, p. 323-344.
- NARDI R., (1968b) - Contributo alla geologia della Balagne (Corsica nord-occidentale). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 7, p. 471-489.
- NAYLOR M.A., (1982) - The Casanova Complex of the northern Apennines : a melange formed on a distal passive continental margin. *Journ. Struct. Geol.*, 4, 1, p. 1-18.

- NICOLAS A., (1966) - Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes Piémontaises). *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Nantes.
- NICOLAS A. & JACKSON E.D., (1972) - Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : implications géotectoniques. *Schweiz. Mineral. Petrogr.*, 52, p. 479-495.
- NICOLAS A. & LE PICHON X., (1980) - Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolite peridotites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, p. 397-406.
- NICOLAS A. & VIOLETTE J.F., (1982) - Mantle flow at oceanic spreading centers; models derived from ophiolites. In : *Geodynamics Final Symposium*, A.L. HALES, ed., *Tectonophysics*, 81, p. 319-339.
- NISBET E.G. & PEARCE J.A., (1977) - Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, p. 149-160.
- NISIO P. & LARDEAUX J.M., (1984) - Résultats préliminaires sur la diversité du métamorphisme écolitique dans le massif du Mont Viso (Alpes occidentales). *10^{ème} R.A.S.T.*, Bordeaux, p. 417.
- NOVARESE V., (1893) - Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali. *Boll. Com. Geol.*, 26, p. 164-181.
- OBERHANSLI R., HUNZICKER J.C. & HARTINOTTI G., (1983) - The Mucrone eclogites : indicators of crustal thickening. *Terra Cognita*, 3, 2-3, p. 188.
- OHNNENSTETTER M., (1979) - La série ophiolitifère de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liés au fonctionnement des zones transformantes? *C.R. Acad. Sc. Paris*, 289, D, p. 1199-1202.
- OHNNENSTETTER M., (1982) - Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Nancy, 590p.
- OHNNENSTETTER M. & OHNNENSTETTER D., (1975) - Le puzzle ophiolitique corse. Un bel exemple de paléo-dorsale océanique. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Nancy, 386p.
- OHNNENSTETTER M., OHNNENSTETTER D., VIDAL P., CORNICHE J., HERMITTE D. & MACE J., (1981) - Crystallization and age of zircon from corsican ophiolitic albitites : consequences for oceanic expansion in Jurassic times. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54, p. 397-408.
- OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P. & AUZENDE J.M., (1984) - Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. *CNEOX, Rap. Sci. Tech.*, 54, 108p., 5pl.
- OZGUL N. & TURSUCU A., (1984) - Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzun Mountains (Eastern Taurides). In : *Geology of the Taurus Belt*, TEKELI O. & GONCUOGLU M.C., eds., MTA Ankara, Turkey, p. 173-180.
- PARONA C.F., (1891) - Sugli scisti silicei a Radiolarie di Cesana, presso il Monginevra. *Atti R. Accad. Sci. Torino*, 27, 17p.
- PARONA C.F., (1892) - Sugli scisti silicei a radiolarie di Cesano presso il Monginevra. *Atti. Accad. Sci. Torino*, 27, p. 305-319, 1pl.
- PARROT J.F. & WHITECHURCH H., (1978) - Subduction antérieure au charriage NS de la croûte téthysienne. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 20, p. 153-170.
- PASSERINI P., (1962) - Giacitura delle ofioliti fra il M. Aiona et Rovegno (Appennino ligure). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 81, p. 139-146.
- PASSERINI P., (1965) - Rapporti fra le ofioliti e la formazioni sedimentarie fra Piacenza e il mare Tirreno. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 84, 5, p. 92-176.
- PEARCE J.A., (1975) - Basalt geochemistry used to investigate tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67.
- PELLETIER B. & STEPHAN J.F., (1986) - Middle Miocene obduction and late Miocene beginning of collision registered in the Hengchun Peninsula : geodynamic implications for the evolution of Taiwan. *Tectonophysics*, 125, p. 133-160.
- PEQUIGNOT G., POTDEVIN J.L., CARON J.M. & OHNNENSTETTER M., (1984) - Détritisme ophiolitique dans les schistes lustrés corses et paléogéographie du domaine piémontais. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXVI, 5, p. 913-920.
- PERFIT M.R. & FORNARI D.J., (1982) - Mineralogy and geochemistry of volcanic and plutonic rocks from the boundaries of the Caroline Plate : tectonic implications. In : *The evolution of the India-Pacific plate boundaries*, G.H. PACKHAM, ed., *Tectonophysics*, 87, p. 279-313.
- PERFIT M.R., HEEZEN B.C., RAWSON M. & DONNELLY T.W., (1980) - Chemistry, origin and tectonic significance of metamorphic rocks from the Puerto-Rico Trench. *Marine Geol.*, 34, p. 125-156.
- PERINCEK D. & KOZLU H., (1984) - Stratigraphy and structural relations of the units in the Afzine-Elbistan-Dogansehir region (eastern Taurus). In : *Geology of the Taurus Belt*, TEKELI O. & GONCUOGLU M.C., eds., MTA Ankara (Turkey), p. 181-198.
- PESSAGNO E.A.Jr., (1977) - Upper Jurassic radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. *Micropaleontology*, 23, p. 56-113.
- PHIPPS S.P., KLEINSPEHN K.L. & SUPPE J.E., (1979) - Ophiolitic olistostromes in the basal Great Valley sequence, Napa County, California Coast Ranges. *Geol. Soc. America Abstracts with programs*, 11, 3, p. 122.

- PICCARDO G.B., (1977) - Le ofioliti dell' areale ligure : petrologia e ambiente geodinamico di formazione. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrog.*, 33, (1), p. 221-252.
- PICCARDO G.B., MESSIGA B. & MAZZUCOTELI A., (1979) - Chemical petrology and geodynamic evolution of the ophiolitic metavolcanites (prasinities) from the Voltri massif, Piemontese ophiolite nappe (western Liguria, Italy). *Ophioliti*, 4, 3, p. 373-403.
- POGNANTE U., (1980) - Preliminary data on the Piemonte ophiolite nappe in the lower Val Susa-Val Chisone area, Italian western Alps. *Ophioliti*, 2/3, p. 221-240.
- POGNANTE U., (1981) - Magmatic and metamorphic evolution of two Fe-Ti gabbroic series from the Piemonte ophiolite nappe in the Susa valley area (Italian western Alps). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 35, p. 21-34.
- POGNANTE U., (1983) - Les intercalations gneissiques dans une unité des schistes lustrés de la vallée de Suse (Alpes occidentales) : témoins d'une marge continentale subductée? *C.R. Acad. Sc. Paris*, 296, II, p. 379-382.
- POGNANTE U., LOMBARDO B. & VENTURELLI G., (1982) - Petrology and geochemistry of Fe-Ti gabbros and plagiogranites from the western Alps ophiolites. *Schweiz Mineral. Petrol. Mitt.*, 62, p. 457-472.
- POLINO R., (1984) - Les séries océaniques du Haut Val de Suse (Alpes Cottiniennes) : analyse des couvertures sédimentaires. *Ophioliti*, 9, (3), p. 547-554.
- POLINO R. & DAL PIAZ G.V., (1978) - Geologia dell' Alta Val d'Isère et del bacino del lago Serrù (Alpi Graie). *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 32, 20p., 3pl., 1cart.
- POLINO R. & LEMOINE M., (1984) - Détritisme mixte d'origine continentale et océanique dans les sédiments jurassico-crétacés supra-ophiolitiques de la Téthys ligure : la série du Lago Nero (Alpes occidentales franco-italiennes). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 298, II, 8, p. 359-364.
- POLINO R., MONTICELLI F. & VACCARO D., (1987) - L'unità piemontese Chaberton-Grand Hoche (Val Susa, Alpi occidentali) : evoluzione litostratigrafica, assetto strutturale e rapporti con i complessi circostanti. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, sous presse.
- PRINCIPI G., (1973) - Il conglomerato di Monte Zenone (nota preliminare). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 92, p. 75-84.
- RANEY J.A., (1974) - Geology of the Eek Creek-Storyford area, northern California. *Ph.D. thesis*, Univ. Texas & Austin.
- RANGIN C., (1982) - Contribution à l'étude géologique du système cordilleraire du Nord-Ouest du Mexique. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 588p.
- RAYMOND L.A., (1973) - Tesla-Ortigalita fault, Coast Range thrust-fault and franciscan metamorphism, northeastern Diablo Range, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 3547-3562.
- REINHARDT B.M., (1969) - On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline. *Schweiz. Mineral. Petrog.*, 49, (1), p. 1-30.
- REUBER I., JUTEAU T. & WHITECHURCH H., (1984) - Génèse en contexte transformant des ophiolites d'Antalya (Turquie). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXVI, 5, p. 945-954.
- RICOU L.E., (1971) - Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 13, 4, p. 327-350.
- RICOU L.E., (1977) - Réflexions sur la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales à la lumière de l'expérience orientale. *Bull. Soc. géol. France*, XIX, 5, p. 1103-1107.
- RICOU L.E., (1982) - Tectonique longitudinale dans les Alpes occidentales. *9^{ème} R.A.S.T.*, Paris, Soc. géol. France, ed. p. 540.
- RICOU L.E., (1984) - Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXVI, 5, p. 861-874.
- RICOU L.E., ARGYRIADIS I. & LEFEVRE R., (1974) - Proposition d'une origine interne pour les nappes d'Antalya et le massif d'Alanya (Taurides occidentales, Turquie). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVI, 2, p. 106-111.
- RICOU L.E., ARGYRIADIS I. & MARCOUX J., (1975) - L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVII, 6, p. 1024-1043.
- RICOU L.E., ZONENSHAIN L.P., DERECOURT J., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSHCHIKOV I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.M., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.E., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J. P. & BIJU-DUVAL B., (1985) - Méthodes pour l'établissement de neuf cartes paléogéographiques de l'Atlantique au Pamir depuis le Lias. *Bull. Soc. géol. France*, (8), I, 5, p. 625-635.
- ROBERT D., (1979) - Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de l'Arc, Région de Bonneval, Savoie. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Pierre & Marie Curie, Paris, 181p.
- ROBERTSON A.H.F. & WOODCOCK N.H., (1980) - Strike-slip related sedimentation in the Antalya Complex, SW Turkey. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 4, p. 127-145.

- ROBERTSON A.H.F. & WOODCOCK N.H., (1981) - Gödene Zone, Antalya Complex : volcanism and sedimentation along a mesozoic continental margin, S.W. Turkey. *Geol. Rundschau*, 70, 3, p. 1177-1214.
- ROBERTSON A.H.F. & WOODCOCK N.H., (1982) - Sedimentary history of the south-western segment of the Mesozoic-Tertiary Antalya continental margin, south-western Turkey. *Eclogae geol. Helv.*, 75, 3, p. 517-562.
- ROBERTSON A.H.F. & WOODCOCK N.H., (1983) - Zabyat Formation, Semail Nappe, Oman : sedimentation on to an emplacing ophiolite. *Sedimentology*, 30, p. 105-116.
- ROCCI G., (1978) - Spilites et roches apparentées. In : Girod M. et al., Les roches volcaniques, pétrologie et cadre structural, Doin éd., Paris.
- ROUBAULT M., (1951) - Sur la nature métamorphique des serpentines de la Kabylie de Collo (Algérie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 232, p. 2032-2033.
- ROURE F., (1982) - Mise en évidence d'une tectonique moyenne du Jurassique supérieur (phase névadienne) dans le nord-est de l'Oregon (secteur d'Huntington). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 294, II, p. 921-925.
- ROURE F., (1983) - Nouvelles données sur les effets de l'orogénèse névadienne (Jurassique supérieur) dans la chaîne des Klamaths, nord-ouest de la Californie et sud-ouest de l'Oregon, Etats-Unis. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 296, II, p. 791-795.
- ROURE F., (1984) - Une coupe géologique de Golcenda au Pacifique (Oregon, nord-ouest du Nevada, nord de la Californie) : évolution mésozoïque et cénozoïque de la marge ouest-américaine. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 250p.
- ROURE F. & BLANCHET R., (1983) - A geological transect between the Klamath Mountains and the Pacific Ocean (Southwestern Oregon) : a model for paleosubductions. *Tectonophysics*, 91? p. 53-72.
- ROURE F. & DE WEVER P., (1983) - Découvertes de radiolarites du Trias dans l'unité occidentale du Klamath, sud-ouest de l'Oregon, U.S.A.. Conséquences sur l'âge des péridotites de Joséphine. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 297, II, p. 161-164.
- ROURE F., CARRAYON V. & RANGIN C., (1986) - Evolution comparée des bassins franciscains de Californie, de l'Oregon et de Basse Californie (Etats-Unis et Mexique). *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, 6, p. 931-944.
- ROUTHIER P., (1944) - Essai sur la chronologie des roches vertes mésozoïques des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, (5), XIV, p. 117-143.
- ROUTHIER P., (1945a) - Sur l'origine des roches vertes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, p. 101-103.
- ROUTHIER P., (1945b) - Sur l'origine des roches vertes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, p. 125.
- ROUTHIER P., (1946) - Vulcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 222, p. 192-194.
- ROYANT G., (1976) - Paléotectoniques jurassiques aux confins des domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes ligures. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 282, p. 1845-1848.
- RUELLAN E., (1985) - Géologie des marges continentales passives : évolution de la marge atlantique du Maroc (Mazagan) : étude par submersible, Seabeam et sismique réflexion, comparaison avec la marge N.O. Africaine et la marge homologue E. Américaine. *Thèse de doctorat*, Univ. Brest, 297p.
- RUPKE N.A., (1978) - Deep clastic seas. In : Sedimentary Environments and Facies, H.G. READING, ed., Blackwell scientific Publications, p. 372-415.
- SALEEBY J.B., (1982) - Polygenic ophiolite belt of the California Sierra Nevada : geochronological and tectonostratigraphic development. *Journ. Geophys. Res.*, 87, p. 1803-1824.
- SALEEBY J.B. & MOORES E.M., (1979) - Zircon ages on northern Sierra Nevada ophiolite remnants and some possible regional correlations. *Geol. Soc. America Abstracts with programs*, 11, 3, p. 125.
- SALEEBY J.B., GOODIN S.E., SHARP W.D. & BUSBY G., (1978) - Early Mesozoic paleotectonic-paleogeographic reconstruction of the southern Sierra Nevada region. In : Mesozoic paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 2. D.G. HOWELL & K.A. McDOUGALL, eds., Pacific section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, California. p. 311-336.
- SALEEBY J.B., HARPER G.D., SNOKE A.W. & SHARP W.D., (1982) - Time relations and structural-stratigraphic patterns in ophiolite accretion, west central Klamath Mountains, California. *Journ. Geophys. Res.*, 87, B5, p. 3831-3848.
- SALOT P., (1978) - Le métamorphisme dans les Alpes françaises. *Thèse Sci.*, Paris, 183p.
- SAUNDERS A.D. & TARNEY J., (1984) - Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In : Marginal basin geology, volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins, B.P. KOKELAAR & M.F. HOWELLS, eds., *Geol. Soc. spec. publ.*, 16, p. 59-76.
- SAUNDERS A.D., TARNEY J., MARSH N.G. & WOOD D.A., (1980) - Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust : a geochemical approach. In : Ophiolites, *Proc. Int. Ophiolite symposium*, Cyprus, 1979, A. PANAYIOTOU, ed., p. 193-204.

- SCAILLET B., (1986) - Evolution alpine du domaine océanique piémontais : métamorphisme et tectonique des unités de schistes lustrés à la bordure nord-ouest du massif du Viso (Haut Queyras, Haut Val Pellice). *Rapport de D.E.A.*, Univ. Brest.
- SCHAAF A. & THOMAS V., (1986) - Les Radiolaires campaniens du Wadi Ragmi (nappe de Semail, Oman) : un nouveau repère chronologique de l'obduction omanaise. *C.R. Acad. Sc. Paris*, sous presse.
- SCHAAF A., POLINO R. & LAGABRIELLE Y., (1985) - Nouvelle découverte de Radiolaires d'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur, à la base d'une série supraophiolitique des schistes lustrés piémontais (Massif de Traversiera, Haut Val Maira, Italie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 301, II, 14, p. 1079-1084.
- SCHWEICKERT R.A., (1978) - Triassic and jurassic paleogeography of the Sierra Nevada and adjacent regions, California and Western Nevada. In : Mesozoic paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 2. D.G. HOWELL & A. McDOUGALL, eds., *Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Los Angeles, California, p. 361-384.
- SCHWEICKERT R.A., BOGEN N.L., GIRTY G.H., HANSON R.E. & MERGUERIAN C., (1984) - Timing and structural expression of the nevadan orogeny, Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, p. 967-979.
- SENEL M., (1984) - Discussion on the Antalya nappes. In : Geology of the Taurus Belt, TEKELI O. & GONCUOGLU M.C., eds., MTA Ankara, Turkey, p. 41-51.
- SERRI G., (1981) - The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes : a key for the classification of ophiolites into low Ti and high Ti types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52, p. 203-212.
- SHERVAIS J.W., (1983) - The Coast Range ophiolite of California : a composite island arc-oceanic crust terrane. *Geol. Soc. America Abstracts with programs*, 15, 6, p. 685.
- SHERVAIS J.W. & KINBROUGH D.L., (1985) - Geochemical evidence for the tectonic setting of the Coast Range ophiolite : a composite island arc oceanic crust terrane in western California. *Geology*, 13, p. 35-38.
- SIGURDSSON H., SPARKS R.S.J., CAREY S.N. & HUANG T.C., (1980) - Volcanogenic sedimentation in the Lesser Antilles Arc. *J. Petrol.*, 88, p. 523-540.
- SIMONIAN K.O. & GASS I.G., (1978) - Arakapas fault belt, Cyprus : a fossil transform fault. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, p. 1220-1230.
- SMITH A.G., WOODCOCK N.H. & NAYLOR M.A., (1979) - The structural evolution of Mesozoic continental margin, Othris Mountains, Greece. *J. geol. Soc. London*, 136, p. 589-603.
- SNOKE A.W., QUICK J.E. & BOWMAN H.R., (1981) - Bear Mountain igneous complex, Klamath Mountains, California : an ultrabasic to silicic calc-alkaline suite. *J. Petrol.*, 22, 4, p. 501-552.
- SQUINABOL S., (1912) - Radiolari della strada nazionale al Monginevro. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 43, p. 281-289.
- STEEN D.M., (1975) - Géologie et métamorphisme du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). *Bull. suisse Minéral. Petrogr.*, 55, p. 523-566.
- STEEN P.H., VUAGNAT M. & WAGNER J.J., (1980) - Early deformations in Montgenevre gabbros. *Coll. Int. C.N.R.S.*, 212, Associations mafiques-ultramafiques dans les orogènes (1977), p. 97-103.
- STEINBERG M., DESPRAIRIES A., FOGELGESANG J.E., MARTIN A., CARON D. & BLANCHET R., (1977) - Radiolarites et sédiments hypersiliceux océaniques : une comparaison. *Sedimentology*, 24, p. 547-563.
- STEINBERG M., FOGELGESANG J.F., COURTOIS C., MPODOZIS C., DESPRAIRIES A., MARTIN A., CARON D. & BLANCHET R., (1977) - Détermination de l'origine des feldspaths et des phyllites présents dans des radiolarites mésogéennes et des sédiments hypersiliceux océaniques par l'analyse de terres rares. *Bull. Soc. géol. France*, XIX, 4, p. 735-740.
- STEINMANN G., (1905) - Geologische Betrachtungen in den Alpen, II : Die Schardtische Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massargesteine. *Ber. Naturwiss. Ges. Freiburg i. Br.*, 16, p. 44-65.
- STEINMANN G., (1926) - Die ophiolitischen zonen in den mediterranen Keltengebirgen. *14^{ème} Congr. Geol. Internat.*, Madrid, 2, p. 638-667.
- STYLES P. & GERDES K.D., (1983) - St John's Island (Red Sea) : a new geophysical model and its implications for the emplacement of ultramafic rocks in fracture zones and at continental margins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65, p. 353-368.
- SUPPE J., (1977) - The Coast Range decollement and post-subduction compression in northern California Coast Ranges. *Geol. Soc. America Abstracts with programs*, 9, 4, p. 510-511.
- SWE W. & DICKINSON W.R., (1970) - Sedimentation and thrusting of late Mesozoic rocks in the Coast Ranges near Clear Lake, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, p. 165-188.
- TAPPONIER P., (1977) - Evolution tectonique du système alpin en méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIX, 3, p. 437-460.
- TARNEY J., SAUNDERS A.D., MATTEY D.P., WOOD D.A. & MARSH N.G., (1981) - Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea an western Pacific. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, (A), 300, p. 263-285.

- TEKELI O., AKSAY A., URGUN B.M. & ISIK A., (1984) - Geology of the Aladag Mountains. In : Geology of the Taurus Belt, TEKELI O. & GONCUOGLU M.C., eds., MTA Ankara, Turkey, p. 143-158.
- TERMIER P., (1907) - Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. *Bull. Soc. géol. France*, (4), XXV, p. 839-855.
- TERRANOVA R. & ZANZUCCHI G., (1981) - Relationships between ophiolites and flysch sequences in the Mt Penna-Mt Ragola area (ligurian-emilian Apennines). *Ophioliti*, 6, (2), p. 287-292.
- THUIZAT R. & MONTIGNY R., (1979) - K/Ar geochronology of the three Turkish ophiolites. *Intern. Ophiolite Symp. Nicosia*, Cyprus, (abstract), p. 80-81.
- THUIZAT R., WHITECHURCH H., MONTIGNY R. & JUTEAU T., (1980) - K-Ar dating of some infra-ophiolitic metamorphic soles from the Eastern Mediterranean : new evidence for oceanic thrustings before obduction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52, p. 302-310.
- TISSOT B. & PELET R., (1981) - Source and fate of organic matter in ocean sediments. *Oceanologica Acta*, Actes 26^{ème} CGI, colloque, C4, Paris, p. 97-103.
- TOLLMANN A., (1966) - Réunion extraordinaire de la Société géologique de France. Alpes autrichiennes, introduction au compte-rendu. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 11, p. 414-436.
- TREVES B., (1983) - Il complesso di Casanova nell' area di Suvero, La Spezia : sedimentologia e provenienza dei clasti. *Ophioliti*, 8, (1), p. 165-168.
- TRICART P., (1973) - Les schistes lustrés du haut-Cristallan. Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes Cottiennes, France). *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Strasbourg, 193p.
- TRICART P., (1973) - Tectoniques superposées dans les calcschistes piémontais du Haut-Cristallan (Queyras, Alpes franco-italiennes). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 276, D, p. 705-708.
- TRICART P., (1974) - Les schistes lustrés du Haut-Cristallan (Alpes Cottiennes, France) : lithostratigraphie, architecture et tectogénèse. *Géol. Alpine*, 50, p. 131-152.
- TRICART P., (1975) - Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes. Evolution des structures sur la transversale Embrunais-Queyras (Hautes-Alpes). *Sci. Géol. Bull., Strasbourg*, 28, 3, p. 239-259.
- TRICART P., (1980) - Tectoniques superposées dans les Alpes Occidentales au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 407p.
- TRICART P., (1984) - From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the western Alps. *Am. Journ. Science*, 284, p. 97-120.
- TRICART P. & LEMOINE M., (1983) - Serpentinite oceanic bottom in south Queyras ophiolites (French western Alps) : record of the incipient oceanic opening of the mesozoic ligurian Tethys. *Eclogae geol. Helv.*, 76/3, p. 611-629.
- TRICART P. & LEMOINE M., (1986a) - From faulted-blocks to megamullions and megaboudins : Tethyan heritage in the structure of the western Alps. *Tectonics*, 5, 1, p. 95-118.
- TRICART P. & LEMOINE M., (1986b) - Megaboudinage alpin et fracturation téthysienne dans les schistes lustrés piémontais à l'ouest du Mont Viso (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 302, II, 8, p. 599-604.
- TRICART P., CARON J.M., GAY M. & VIALON P., (1977) - Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIX, 4, p. 873-881.
- TRICART P., BOURBON M. & LAGABRIELLE Y., (1982) - Révision de la coupe Péouvou-Roche Noire (zone piémontaise, Alpes franco-italiennes) : bréchification synsédimentaire d'un fond océanique ultrabasique. *Géol. Alpine*, 58, p. 105-113.
- TRICART P., DUMONT T. & LEMOINE M., (1985) - Evolution d'une portion de marge continentale : blocs basculés et charriages alpins dans la nappe prépiémontaise de Rochebrune (Alpes occidentales). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 26, 1, p. 3-17.
- TRICART P., GOUT C. & LEMOINE M., (1985a) - Mosaïque de blocs faillés et injection de serpentinites dans la croûte océanique téthysienne : l'exemple des ophiolites de Chabrière (Haute Ubaye, zone piémontaise des Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 300, II, 16, p. 817-820.
- TRICART P., GOUT C. & LEMOINE M., (1985b) - Tectonique synsédimentaire saccadée d'âge Crétacé inférieur dans l'océan téthysien figure : un exemple dans les schistes lustrés à ophiolites de Chabrières (Haute Ubaye, Alpes occidentales françaises). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 300, II, 17, p. 879-884.
- TROMMSDORFF V. & DIETRICH V., (1980) - Alpine metamorphism in a cross-section between the Rhine and the Valtellina Valleys (Switzerland and Italy). Excursion suppl. VII, 26^{ème} Cong. Géol. Intern., Livret guide des excursions, Switzerland, *Schweizerische Geologische Kommission*, Wepf & C^o, eds., Bonel-New york, p. 317-334.
- TRUMPY R., (1973) - The timing of orogenic events in the Central Alps. In : Gravity and tectonics, de JONG K.A. & SCHOLTEN R., eds., Wiley-Interscience publ., p. 229-251.
- TRUMPY R., (1973) - L'évolution de l'orogène dans les Alpes centrales : interprétations des données stratigraphiques et tectoniques. *Eclogae geol. Helv.*, 66, 1, p. 1-10.
- TRUMPY R., (1976) - Du Pélerin aux Pyrénées. *Eclogae geol. Helv.*, 69, 1, p. 249-264.

- TRUMPY R. & NIGGLI E., (1980) - The central Alps. Colloque C5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys, 26^{ème} CGI, Paris, *Mémoire B.R.G.M.*, 115, p. 295-296.
- VALLANCE T.G., (1960) - Concerning spilites. *Proc. Linnean Soc. N.S. Wales*, 85, p. 8-52.
- VANOSSI M., (1980) - Hypothèses sur l'évolution tectogénétique des Alpes ligures. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 22, 1, p. 3-13.
- VERGELY P., (1984) - Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes (déformations, métamorphisme et phénomènes sédimentaires). Conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales. *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Paris-sud, Orsay, 661p.
- VIALETTE Y. & VIALON P., (1964) - Etude géochronologique de quelques micas des formations du massif Dora-Maïra. Alpes cottiennes et piémontaises. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 25, 8, p. 91-99.
- VIALON P., (1966) - Etude géologique du massif cristallin Dora Maïra, Alpes Cottiennes internes, Italie. *Mem. Trav. Lab. géol. Grenoble*, 282p.
- VIALON P., (1967) - Quelques remarques sur l'étude géologique du massif cristallin Dora-Maïra (Alpes Cottiennes internes, Italie) et de ses abords. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, 43, p. 245-258.
- VIALON P., BOUDON J., GAMOND J.F., PLOTTO P. & ROBERT J.P., (1976) - L'arc des Alpes occidentales : une zone de transformation continentale par glissement sénestre? Présentation d'un modèle des déformations. 4^{ème} R.A.S.T., Paris, p. 391.
- VUAGNAT M., (1966) - Les coussins éclatés du Lago Negro (massif Montgenèvre, Prov. de Turin) et le problème des brèches ophiolitiques (note préliminaire). *C.R. des séances, SPHN Genève*, 1, 3, p. 163-167.
- VUAGNAT M. & PUSTASZERI L., (1965) - Sur la présence de hyaloclastites dans le massif du Montgenèvre (Hautes-Alpes). *Archives des sciences, Genève*, 18, 1, p. 120-123.
- VUAGNAT M. & PUSTASZERI L., (1965) - Réflexions sur la structure et le mode de formation des coulées en coussins du Montgenèvre (Hautes-Alpes). *Archives des sciences, Genève*, 18, 3, p. 686-689.
- WEISSERT H. & BERNOULLI D., (1984) - Oxygen isotope composition of calcite in alpine ophiicarbonates : a hydrothermal or alpine metamorphic signal? *Eclogae geol. Helv.*, 77, 1, p. 29-43.
- WEISSERT H.J. & BERNOULLI D., (1985) - A transform margin in the Mesozoic Tethys : evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rundschau*, 74, 3, p. 665-679.
- WERNICKE B., (1985) - Uniforme sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. Journ. Sci.*, 22, p. 108-125.
- WEVER P. de & CABY R., (1981) - Datation de la base des schistes lustrés psophiolitiques par des Radiolaires (Oxfordien supérieur-Kimmeridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Véran, France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 292, II, p. 467-472.
- WHITECHURCH H., (1987) - *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Strasbourg, à paraître.
- WHITECHURCH H., JUTEAU T. & MONTIGNY R., (1982) - Tauric ophiolites : their contribution to the timing of oceanic openings and closure in the eastern mediterranean framework. *Edinburgh meeting*.
- WHITECHURCH H., JUTEAU T. & MONTIGNY R., (1984) - Role of the eastern mediterranean ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the history of the Neo-Tethys. In : The geological evolution of the Eastern Mediterranean, DIXON J.E. & ROBERTSON A.H.F., eds., *Geol. Soc. London, Spec. publ.*, 17, p. 301-318.
- WINKLER W. & BERNOULLI D., (1986) - Detrital high-pressure/low-temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the eastern Alps (western Austria) : implications for early Alpine tectonics. *Geology*, 14, p. 598-601.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A., (1980) - Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, southern Alps, Italy. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, p. 394-421.
- WOOD D.A., (1980) - The application of a Th/Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, p. 11-30.
- WOOD D.A., JORON J.L. & TREUIL M., (1979) - A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, p. 326-336.
- WORALL D.M., (1978) - The Franciscan-South Fork Mountain schist contact near South Yolla Bolly Peak, northern California Coast Ranges. *Geol. Soc. America Abstracts with programs*, 10, 3, p. 155.
- WORALL D.M., (1981) - Imbricate low-angle faulting in uppermost franciscan rocks, south Yolla Bolly area, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1, 92, p. 703-729.
- YAZGAN E., (1984) - Geodynamic evolution of Eastern Taurus region. In : Geology of the Taurus Belt, TEKELI O. & GONCUOGLU M.C., eds., MTA Ankara, Turkey, p. 199-208.
- YILMAZ P.O., (1981) - Geology of the Antalya complex, SW Turkey. *Ph.D. thesis*, Austin, Univ. Texas, Univ. Microfilms International 8208281, 268p.

TABLE DES MATIERES ET LISTE DES FIGURES

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	3
LIVRE I .- LES UNITES A OPHIOLITES DE LA ZONE PIEMONTAISE (QUEYRAS, PIEMONTE) : NAISSANCE ET EVOLUTION DU BASSIN OCEANIQUE LIGU-RO-PIEMONTAIS.	5
PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION ; CADRE ET BUT DE L'ETUDE	7
CHAPITRE I : CONCEPTIONS SUCCESSIVES SUR L'ORIGINE DES SCHISTES LUSTRES DES ALPES COTTIENNES	7
I .- INTRODUCTION	7
II .- LA PERIODE HISTORIQUE	8
A. QUELQUES RAPPELS	8
B. LA SIGNIFICATION DES ROCHES VERTES	8
C. CONCLUSIONS	9
III .- LA PERIODE RECENTE : DE 1950 A NOS JOURS	9
CHAPITRE II : CADRE ET BUT DE L'ETUDE	15
I .- LE CADRE GEOGRAPHIQUE	15
II .- LE CADRE GEOLOGIQUE GENERAL : POSITION DE L'ENSEMBLE CHARRIE DES SCHISTES LUSTRES ; RELATIONS AVEC LES AUTRES DOMAINES	15
A. LE MASSIF DORA MAIRA ET SES RAPPORTS AVEC LES SCHISTES LUSTRES	15
B. L'ULTRA-BRIANCONNAIS ET SES RAPPORTS AVEC LES SCHISTES LUSTRES	19
C. LES SERIES PIEMONTAISES EXTERNES ET LEURS RAPPORTS AVEC LES SCHISTES LUSTRES A OPHIOLITES.	19
1. Mise au point concernant la nomenclature	20
2. répartition des ensembles	20
D. CONCLUSIONS	20
III .- BUTS ET METHODES	21

DEUXIEME PARTIE : LITHOSTRATIGRAPHIE ET STRUCTURE DES UNITES DE SCHISTES LUSTRES.	23
CHAPITRE I : PRESENTATION GENERALE, LES GRANDES UNITES	23
I .- L'UNITE DU MONT VISO OU UNITE OCEANIQUE BASALE (U.O.B)	23
II .- L'UNITE MIRABOUC - BOUCHET OU UNITE OCEANIQUE MEDIANE (U.O.M.)	25
III .- L'UNITE PELVAS - TAILLANTE - ROCCA BIANCA OU UNITE OCEANIQUE SUPERIEURE (U.O.S.)	25
IV .- L'UNITE DES CALCSCHISTES	26
CHAPITRE II : L'UNITE DU VISO OU UNITE OCEANIQUE BASALE	27
I .- INTRODUCTION	27
II .- STRUCTURE D'ENSEMBLE DE L'UNITE	27
A. PRESENTATION	27
1. L'unité du Vallon de Valante	27
2. L'unité de la Costa Ticino	27
3. Les serpentinites du Colle del Viso et le complexe du Passa Gallarino	29
4. L'unité du Viso Mozzo	29
5. L'unité du Lago Superiore	29
6. Les serpentinites de base	29
B. UNE COUPE GENERALE A TRAVERS L'UNITE OCEANIQUE BASALE	29
C. CONCLUSIONS	32
III .- LA REGION DU COL DU BARACUN	33
A. UNE COUPE DU COL FAUTET A LA COLLETA	34
B. L'ENSEMBLE METASEDIMENTAIRE DU COL DU BARACUN	35
C. QUELQUES DONNEES SUR LES CRISTALLISATIONS METAMORPHIQUES	36
IV .- CONCLUSIONS - SIGNIFICATION DE LA SERIE DU BARACUN	40
A. PRINCIPAUX CARACTERES	40
B. AGE, SIGNIFICATION ET POSITION INITIALE DE LA SERIE DU BARACUN	41
CHAPITRE III : L'UNITE MIRABOUC - BOUCHET OU UNITE OCEANIQUE MEDIANE	43
I .- INTRODUCTION	43
II .- PRESENTATION DES GRANDS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES	43

A. UNE COUPE DE BRUNEL AU BRIC BOUCHET	43
B. CONCLUSIONS	47
III .- LITHOSTRATIGRAPHIE DE L'UNITE OCEANIQUE MEDIANE	48
A. DE MIRABOUC AU COL DE VALANTE : LE SUBSTRATUM OCEANIQUE ET LA FORMATION MIRABOUC	48
1. La coupe de Mirabouc	48
2. La coupe du Bec di Curnaliot	50
3. Le Col Porsel et la Punta Pleng	52
4. La coupe de Pian Losere	52
5. La coupe du refuge Granero	53
6. La coupe du Pas du Sellard	53
7. La coupe du Grand Vallon à la Pointe de Marte	54
8. La coupe du refuge Ballif	56
9. La coupe du Col de Valante	58
10. Conclusions ; la formation Mirabouc ; signification et âge	59
B. LA FORMATION DE L'ALPE CROSENNA	60
1. Introduction	60
2. Quelques secteurs d'affleurements types	62
3. La formation de l'Alpe Crosenna : son âge probable et sa signification	63
C. LES CALCSCHISTES GRESEUX A PRASINITES STRATIFORMES ET A BLOCS DE ROCHES VERTES ; LA FORMATION DU BRIC BOUCHET	66
1. Quelques rappels	66
2. Données nouvelles sur la formation du Bric Bouchet	66
3. Etude détaillée d'un olistolite ophiolitique de la formation du Bric Bouchet : Analyses lithostratigraphiques, texturales et géochimiques dans le massif de la Crête Mouloun	71
4. La nature et l'origine des prasinites stratiformes. Apports de l'étude détaillée des méta-brèches basaltiques du Mont Arbancier	85
5. Conclusions, âge et signification de la formation du Bric Bouchet	95
D. QUELQUES DONNEES SUR LES DEFORMATIONS ET LE METAMORPHISME	101
1. Les principales familles de structures plicatives	101
2. Les paragenèses métamorphiques	104
E. CONCLUSIONS GENERALES : LA SERIE MIRABOUC - BOUCHET, AGE ET SIGNIFICATION, PLACE DANS LE BASSIN OCEANIQUE LIGURO-PIEMONTAIS.	107
1. Les événements liés à l'océanisation au Jurassique moyen - supérieur	107
2. Les événements traduisant le confinement du bassin, au Crétacé moyen	107
3. Les événements annonçant, dès le Cénomaniien, la fermeture du bassin	107
CHAPITRE IV : L'UNITE PELVAS TAILLANTE ROCCA BIANCA OU UNITE OCEANIQUE SUPERIEURE	109
I .- PRESENTATION D'ENSEMBLE	109

II .- RAPPELS SUR LA COUVERTURE STRATIGRAPHIQUE DES GABBROS DU PELVAS D'ABRIES	111
A. LA COUPE DU COL D'URINE	111
B. COUPES SUR LE FLANC OUEST DU PELVAS D'ABRIES	112
C. CONCLUSIONS	115
III .- OBSERVATIONS NOUVELLES DANS LES MASSIFS DU PEYROUN, DU PIC DES LAUZES ET DE LA TAILLANTE	115
A. STRUCTURE D'ENSEMBLE	115
B. LES OPHIOLITES	115
1. Le Peyroun	115
2. Le Pic des Lauzes et la falaise de la Roche Ecroulée	121
3. Les serpentinites de la Crête des Lauzes	122
4. Conclusions ; la structure des ophiolites	124
C. LA COUVERTURE STRATIGRAPHIQUE DES SERPENTINITES DE LA CRETE DES LAUZES : LA SERIE DE LA TAILLANTE.	124
1. La formation de Bouchouse	124
2. La formation du lac Baricle	127
3. La formation du Col Agnel	129
D. CONCLUSIONS : AGE ET SIGNIFICATION DE LA SERIE DE LA TAILLANTE	134
1. Attributions stratigraphiques	134
2. Comparaison avec la série Mirabouc - Bouchet	134
IV .- LES MASSIFS DU "FOND DE St VERAN"	136
A. QUELQUES RAPPELS SUR LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DES OPHIOLITES DE ROCCA BIANCA	136
1. Lithostratigraphie	136
2. La série de type Pelvas - Rocca Bianca	136
3. Comparaison avec la série de la Taillante	138
B. LE PIC DE LA FARNEIRETA ET LA TETE DES TOILLIES	138
V .- LES MASSIFS DE TRAVERSIERA ET DU MONT GABEL : DATATION DES SEDIMENTS SUPRA-OPHIOLITQUES PAR LES RADIOLAIRES	141
A. LE MASSIF DE TRAVERSIERA	141
1. Le paléo-substratum océanique	141
2. La couverture sédimentaire	141
3. Les radiolarites et les Radiolaires	143
4. Conclusions : première datation directe des épanchements basaltiques	145
B. LE MASSIF DU MONT GABEL	145

VI .- COMPARAISONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES AVEC D'AUTRES MASSIFS DES ALPES COTTIENNES MERIDIONALES : DISCUSSION SUR L'EXTENSION DE L'UNITE OCEANIQUE SUPERIEURE	145
A. LES MASSIFS DE HAUTE UBAYE ET DU HAUT CRISTILLAN	146
1. La nature pétrologique des ophiolites	146
2. Position et nature de la couverture sédimentaire	146
3. Conclusions	147
B. LES OPHIOLITES DU VALLON DE PEAS ET LA SERIE DU LAC DES CORDES	148
VII .- QUELQUES DONNEES SUR LE METAMORPHISME ET LES DEFORMATIONS	148
A. LE METAMORPHISME	148
B. LES DEFORMATIONS	149
VIII .- CONCLUSIONS GENERALES	151
A. APPORTS POUR LA PALEO GEOGRAPHIE OCEANIQUE	151
1. L'hétérogénéité du soubassement ophiolitique	151
2. Les premiers sédiments supraophiolitiques et la tectonique océanique d'âge jurassique supérieur	151
3. Le détritisme ophiolitique dans la formation du Col Agnel	151
4. Comparaisons avec les séries supraophiolitiques de Ligurie : un bilan	152
B. POSITIONS PALEO GEOGRAPHIQUES RESPECTIVES DES UNITES OCEANQUES MEDITERRANEE ET SUPERIEURE.	153
CHAPITRE V : L'UNITE DES CALCSCHISTES	155
I .- PRESENTATION, LIMITES ORIENTALES DE L'UNITE ET POSITION STRUCTURALE	155
II .- QUELQUES RAPPELS SUR LA LITHOSTRATIGRAPHIE, LES PREMIERES DATATIONS PALEONTOLOGIQUES ET LE METAMORPHISME	157
A. LITHOSTRATIGRAPHIE, DONNEES PALEONTOLOGIQUES	157
B. COMPARAISONS AVEC LES SERIES A SUBSTRATUM OCEANIQUE	157
C. METAMORPHISME ET DEFORMATION	157
III .- L'ORIGINE DE L'UNITE DES CALCSCHISTES	158
IV .- RECHERCHE DE LA BASE STRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS D'ABRIES ET DU MALRIF. UNE SOLUTION POSSIBLE.	158

A. LES SERIES PIEMONTAISES EXTERNES DU QUEYRAS	158
B. LA CONTINUITE STRATIGRAPHIQUE POSSIBLE ENTRE LES SERIES DE CRECHE - MEYRIES ET ABRIES - MALRIF.	160
C. CONCLUSIONS	161
CHAPITRE VI : CONCLUSIONS A L'ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	163
I .- LES AGENCEMENTS PALEO GEOGRAPHIQUES SUCCESSIFS	163
A. LE CAS DES UNITES D'ORIGINE OCEANIQUE ET LA PALEO GEOGRAPHIE DU JURASSIQUE SUPERIEUR EO-CRETACE.	163
B. LE CAS DE L'UNITE DES CALC SCHISTES ET LA PALEO GEOGRAPHIE DU CRETACE	164
II .- LES GRANDES ETAPES DE L'EVOLUTION TECTONIQUE DU BASSIN OCEANIQUE	165
A. UNE PREMIERE ETAPE HYPOTHETIQUE AU CRETACE INFERIEUR (NEOCOMIEN ?)	165
B. SECONDE ETAPE : UNE PHASE IMPORTANTE AU CENOMANO-TURONIEN	165
C. UNE SERIE D'ETAPES AU CRETACE TERMINAL - TERTIAIRE	166
III .- LES DIFFICULTES DES RECONSTITUTIONS : L'EXISTENCE DE "BLANCS" PALEO GEOGRAPHIQUES (1) ET LE MANQUE D'INFORMATION SUR LES TRAJECTS DES UNITES.	166
IV .- COMPARAISON DES SERIES SUPRAOPHIOLITQUES DECRITES AVEC QUELQUES SERIES TYPES DES ALPES OCCIDENTALES ET DE CORSE. RECHERCHE DE TEMOINS POSSIBLES D'UNITES OPHIOLITQUES ALPINES D'ORIGINE LIGURE s.s. DANS LES ALPES COTTIENNES.	167
A. EN CORSE	167
B. DANS LE GROUPE DE VOLTRI ET LA ZONE DE MONTENOTTE (LIGURIE SEPTENTRIONALE)	167
C. DANS LES ALPES COTTIENNES : LE CHENAILLET, UNE UNITE OPHIOLITIQUE LIGURE s.s. ?	167
D. AU NORD DES ALPES COTTIENNES	168
1. Val d'Aoste	168
2. Haute Maurienne	169
3. Ensellement des Stura de Lanzo	169
E. CONCLUSIONS	171
V .- RETOUR SUR DES PROBLEMES DE TERMINOLOGIE	171

TROISIEME PARTIE : SYNTHESES, DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS GENERALES	173
CHAPITRE I : SYNTHESE STRUCTURALE	173
I .- RAPPEL SUR L'AGENCEMENT DES UNITES ET LEUR METAMORPHISME	173
A. LES GRANDES UNITES ET LEURS CONTACTS RESPECTIFS	173
1. L'unité du Viso ou unité océanique basale	173
2. L'unité Mirabouc - Bouchet ou unité océanique médiane	173
3. L'unité Pelvas, Taillante, Rocca Bianca ou unité océanique supérieure	176
4. L'unité des calcschistes	176
B. MICROSTRUCTURES ET MESOSTRUCTURES	176
1. Les travaux antérieurs	176
2. Discussion - Conclusion	177
II .- SIGNIFICATION DES DISCONTINUITES TECTONIQUES MAJEURES	177
CHAPITRE II : LA POSITION INITIALE DES UNITES ET LEUR PLACE DANS L'EDIFICE STRUCTURAL - DISCUSSION	
I .- INTRODUCTION	179
II .- LES DIFFERENTS CAS POSSIBLES	180
1. Première possibilité	180
2. Seconde possibilité	181
3. Troisième possibilité	182
III .- LE CHOIX D'UNE DES TROIS POSSIBILITES	183
IV .- ELARGISSEMENT DU MODELE PALEO GEOGRAPHIQUE RETENU - CONSEQUENCE POUR L'IMPORTANCE DES RETROCHEVAUCHARMENTS	184
A. PALEO GEOGRAPHIE D'ENSEMBLE DU DOMAINE LIGURO-PIEMONTAIS ET DE SES ABORDS	184
B. CONSEQUENCES POUR L'IMPORTANCE DES RETROCHEVAUCHARMENTS	185
V .- QUELQUES ELEMENTS DE REFLEXION A "POSTERIORI"	185
A. SI CERTAINES UNITES DU DORA MAIRA ETAIENT ISSUES D'UN MICROBLOC CONTINENTAL INTERMEDIAIRE ?	185
B. CONFRONTATION DE L'HYPOTHESE RETENUE AVEC D'AUTRES MODELES	191

CHAPITRE III : DE L'OUVERTURE A LA FERMETURE DU BASSIN OCEANIQUE LIGURO-PIEMONTAIS	193
I .- L'APPARITION DU SUBSTRATUM OCEANIQUE, SA TECTONISATION ET LA MISE EN PLACE DES BASALTES : CALLOVIEN (?) - JURASSIQUE SUPERIEUR	193
A. UN FOND OCEANIQUE ULTRABASIQUE ET GABBROIQUE	193
1. Les serpentinites : des lherzolites mantellaires à filonets gabbroïques	193
2. Les massifs gabbroïques : des fragments de chambres magmatiques réduites	194
B. LES PREMIERS SEDIMENTS SUPRA-OPHIOLITIQUES ET L'EPANCHEMENT DES BASALTES	196
1. Le cas des unités océaniques médiane et supérieure	196
2. Le cas particulier de l'unité du Viso	197
3. Affinités géochimiques des laves	197
C. LA FIN DES EPANCHEMENTS BASALTiques, LE DEPOT DES RADIOLARITES ET DES CALCAIRES (MALM - BERRIASIEN)	197
D. SIGNIFICATION DE LA TECTONIQUE OCEANIQUE DU JURASSIQUE SUPERIEUR	198
E. LES MODALITES DE L'OCEANISATION : DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS	198
1. Les séquences de l'océanisation	198
2. Les modèles proposés pour rendre compte de l'apparition d'un fond mobile ultrabasique et gabbroïque	200
3. Discussion	202
4. Vers un nouveau concept d'océanisation ou une modification des con- cepts existants ?	203
II .- LES STADES SUCCESSIFS DE LA FERMETURE DU BASSIN OCEANIQUE LIGURO- PIEMONTAIS : DE L'OBDUCTION A LA COLLISION	206
A. AVERTISSEMENT	206
B. LA SITUATION A L'AUREOLE DU CRETACE	206
C. UNE PHASE TECTONIQUE PRECOCE AU CRETACE INFERIEUR ?	207
D. LE CRETACE MOYEN : L'EPISODE "SCHISTES NOIRS"	207
E. LA BASE DU CRETACE SUPERIEUR : ECAILLAGES OCEANQUES ET OBDUCTION	208
1. Les arguments en faveur d'une tectonique compressive d'âge céno- mien à sénonien inférieur	208
2. Les modalités de la tectogenèse : obduction et écaillages intraocéaniques	209
F. LE CRETACE TERMINAL ET LE TERTIAIRE : LA COLLISION	210
1. Du Campanien au Paléocène	210
2. L'Eocène	214
3. L'Oligocène	214
4. Le Néogène	214
III .- CONCLUSIONS	215

A. RAPPEL DES FAITS IMPORTANTS	215
1. Première distension Lias - Dogger	215
2. L'apparition du fond océanique (Callovien - Oxfordien)	215
3. Les épanchements basaltiques	215
4. Le dépôt des radiolarites et des calcaires (Oxfordien moyen à Berriasien)	215
5. La fermeture progressive du domaine océanique : le Crétacé	216
B. LES TECTONIKES PRECOCES : LIAISON AVEC LA CINEMATIQUE JURASSICO- CRETACEE DU DOMAINE OUEST-EUROPEEN	217
1. La cinématique du domaine ouest-européen et de l'Atlantique nord- central	217
2. Conclusions	221
LIVRE II .- LA COUVERTURE DES OPHIOLITES D'ANTALYA (TURQUIE) : UNE SE- RIE DETRITIQUE MISE EN PLACE AU COURS DE L'OBDUCTION	223
CHAPITRE I : LES OPHIOLITES D'ANTALYA - PRESENTATION GENERALE - CADRE REGIONAL	225
I .- LES OPHIOLITES D'ANTALYA : TERMINAISON OCCIDENTALE DU CROISSANT OPHIOLITIQUE PERI-ARABE	225
A. LES OPHIOLITES DU MOYEN-ORIENT	225
1. L'âge des couvertures sédimentaires communes aux ophiolites et à l' autochtone	225
2. L'âge des olistostromes ophiolitiques (mélanges) couronnant les séries de l'autochtone	225
B. AGE DES OPHIOLITES DU MOYEN-ORIENT	227
II .- LES OPHIOLITES D'ANTALYA DANS LEUR CONTEXTE STRUCTURAL	227
A. LES NAPPES D'ANTALYA	227
B. LE CONFLIT AUTOUR DES NAPPES D'ANTALYA - INTERNISTES, EXTERNISTES ET ULTRA-AUTOCHTONISTES	228
C. LES OPHIOLITES DES NAPPES D'ANTALYA	228
CHAPITRE II : LES BRECHES OPHIOLITIQUES DE LA REGION DE KEMER. DESCRIP- TION ET INTERPRETATION	231
I .- INTRODUCTION	231
II .- STRATIGRAPHIE DE L'ENSEMBLE BRECHIQUE	231
A. LA FORMATION DU KIZIL TEPE	231
B. LA FORMATION DU KUZDERE	233
C. LA FORMATION DU KARATAS	233
D. LA FORMATION DE KECILI	235

III .- INTERPRETATION : L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DIRECT DES TECTONIQUES AFFECTANT L'OPHIOLITE	236
A. AGES DES BRECHES DE KEMER, VOLUME DES DEPOTS	236
B. LE CADRE MORPHOTECTONIQUE DES DEPOTS	236
1. Les mécanismes de la sédimentation	236
2. Les brèches du Kizil Tepe : sédimentation au voisinage d'une zone de fracture, ou premiers signes annonçant les compressions intra-océaniques.	237
3. Les brèches du Kuzdere : témoins d'une activité tectonique généralisée de l'ophiolite traduisant sa mise en mouvement	237
4. Les brèches du Karatas et la formation de Keçili : signal de l'arrivée de l'ophiolite sur la marge continentale	240
CHAPITRE III : CONCLUSIONS - COMPARAISON AVEC LE CAS ALPIN	243
I .- QUELQUES APPORTS CONCERNANT LES MODALITES DE L'OBDUCTION	243
A. GENERALITES	243
B. BRECHES SUPRA-OPHIOLITIQUES, OLISTOSTROMES ET TECTONIQUE GRAVITAIRE	244
II .- COMPARAISON AVEC LE CAS ALPIN : DIVERSITE DES MECANISMES DE L'OBDUCTION	245
LIVRE III .- LES OPHIOLITES DU COAST RANGE (CALIFORNIE) : DES TEMOINS D'ARC ET DE BASSIN ARRIERE-ARC	247
CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE ; CADRE ET BUT DE L'ETUDE	249
I .- PREAMBULE	249
II .- LES OPHIOLITES DU COAST RANGE : PRESENTATION, EVOLUTION DES IDEES CONCERNANT LEUR ORIGINE	249
A. CHAINE COTIERE DE CALIFORNIE (COAST RANGE)	249
1. Présentation, place dans le système cordillérain nord-américain	249
2. Structure du Coast Range	251
3. Les ophiolites, leur position dans l'édifice	252
B. BREF RAPPEL SUR L'EVOLUTION DES IDEES CONCERNANT L'ORIGINE DES OPHIOLITES DU COAST RANGE	252
CHAPITRE II : LES OPHIOLITES ET LEUR COUVERTURE VOLCANO-SEDIMENTAIRE DANS QUATRE SECTEURS CLES	255
I .- LITHOSTRATIGRAPHIE	255

A. LE SECTEUR DE PASKENTA : LES OPHIOLITES DU DIGGER CREEK	255
1. Présentation	255
2. Quatre coupes détaillées dans les ophiolites et leur série de couverture	255
3. Quelques éléments de datation : Etude des radiolarites	262
B. LE SECTEUR DE BLACK MOUNTAIN	262
C. LE CANYON DE DEL PUERTO	264
1. Présentation	264
2. La coupe de Copper Mountain	266
D. LE SECTEUR DE LLANADA	266
II .- PETROLOGIE DES LAVES, AFFINITES GEOCHIMIQUES	267
A. LES TEXTURES	267
B. GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS	270
C. COMPOSITION DES CLINOPYROXENES	271
1. Paskenta, Digger Creek	272
2. Llanada	272
3. Black Mountain	272
D. COMPORTEMENT DES ELEMENTS EN TRACE	272
E. CONCLUSIONS	276
CHAPITRE III : CONCLUSIONS - UN MODELE D'EVOLUTION DE LA MARGE NORD-AMERICAINE AU JURASSIQUE MOYEN-SUPERIEUR ; COMPARAISON AVEC LE SW PACIFIQUE	279
I .- RAPPELS DES PRINCIPAUX FAITS ETABLIS	279
II .- LES FORMATIONS DETRITIQUES RECOUVRANT LES OPHIOLITES : ECHO LOINTAIN DE LA PHASE NEVADIENNE ?	280
III .- UN MODELE D'EVOLUTION DE LA CALIFORNIE SEPTENTRIONALE AU JURASSIQUE MOYEN - SUPERIEUR	280
IV .- COMPARAISON AVEC LE SW PACIFIQUE	283
CONCLUSIONS GENERALES	287

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Place du secteur étudié dans le cadre des Alpes sud-occidentales	12
Fig. 2 - Carte oro-hydrographique et situation des principales localités	14
Fig. 3 - Le massif Dora Maira et son enveloppe de Schistes lustrés	16
Fig. 4 - Localisation et dénomination des principaux massifs ophiolitiques	18
Fig. 5 - Schéma de l'architecture d'ensemble du domaine étudié	24
Fig. 6 - Schéma structural simplifié de l'unité du Viso	28
Fig. 7 - Coupe simplifiée de la partie centrale du complexe ophiolitique du Mont Viso	29
Fig. 8 - Coupe de l'unité du Viso	30
Fig. 9 - Panorama de l'unité du Viso	32
Fig. 10 - Panorama sur la terminaison Nord de l'unité du Viso	33
Fig. 11 - Coupe simplifiée du Pian de Mort au Colle Fautet	34
Fig. 12 - Coupe de la Colleta au Col du Baracun	35
Fig. 13 - Vues au microscope de quelques faciès de l'unité du Viso	37
Fig. 14 - Diagrammes triangulaires pour les grenats des éclogites du secteur du Col du Baracun	38
Fig. 16 - Log synthétique de la série du Baracun	40
Fig. 17 - Schéma structural simplifié de l'unité océanique médiane	44
Fig. 18 - Coupe du Torrente Pellice au sommet du Bric Bouchet	46
Fig. 19 - Coupe interprétative le long du sentier menant de Brunel à l'Alpe Crosenna	46
Fig. 20 - Coupe de Mirabouc	48
Fig. 21 - Détail de la coupe de Mirabouc	49
Fig. 22 - Coupe du Bec di Curnaliot	50
Fig. 23 - Panorama sur la Conca del Pra.	51
Fig. 24 - Coupe de Pian Losere	52
Fig. 25 - Coupe du refuge Granero	53
Fig. 26 - Coupe du Pas du Sellard	54

Fig. 27 - Panorama sur le secteur du Grand Vallon	55
Fig. 28 - Coupe du Grand Vallon à la Pointe de Marte	56
Fig. 29 - Coupe du refuge Ballif	57
Fig. 30 - Diagramme Ca, Mg, Fe + Mn pour les pyroxènes détritiques des méta-arénites gabbroïques prélevées à proximité de la coupe du refuge Ballif	57
Fig. 31 - Observations au bas du déversoir du Lac Porcieroles	58
Fig. 32 - Coupe du Col de Valente	59
Fig. 33 - Synthèse des observations effectuées sur la formation Mirabouc	61
Fig. 34 - Coupe générale du Guil au Pian Losere, par le Mont Arbancier	62
Fig. 35 - Le massif du Bric Bouchet	65
Fig. 36 - Coupe du Ravin du Coin des Souches du Colombier	67
Fig. 37 - Coupe du Guil	69
Fig. 38 - Coupe simplifiée à travers le massif de la Crête Mouloun	71
Fig. 39 - Panorama sur le massif de la Crête Mouloun	72
Fig. 40 - Colonnes stratigraphiques (base du massif de la Crête Mouloun).	73
Fig. 41 - Détail de la base de la colonne 10 (cf. fig. 40)	74
Fig. 42 - Détail des brèches de serpentinites	75
Fig. 43 - Cadre morphostructural des dépôts, massif de la Crête Mouloun	76
Fig. 44 - Les méta-arénites de gabbros : détail d'un affleurement	77
Fig. 45 - Quelques exemples de critères de polarité dans le matériel détritique gabbroïque	78
Fig. 46 - Les brèches gabbroïques	79
Fig. 47 - Vue au microscope des méta-arénites gabbroïques	79
Fig. 48 - Diagrammes géochimiques (Crête Mouloun)	80
Fig. 49 - Diagrammes triangulaires de discriminations (Crête Mouloun)	82
Fig. 50 - Les brèches de coussins à matrice de hyaloclasites	84
Fig. 51 - Le Mont Arbancier	87
Fig. 52 - Quelques faciès des métabrèches basaltiques de l'Arbancier	89
Fig. 53 - Diagrammes géochimiques (Arbancier)	91
Fig. 54 - Teneurs comparées en CaO et MgO des prasinites de l'Arbancier	92
Fig. 55 - Diagramme triangulaire de discrimination (Arbancier)	93
Fig. 56 - Les olistolites de roches vertes dans la formation du Bric Bouchet	98
Fig. 57 - Colonne stratigraphique partielle du complexe de Casanova	99
Fig. 58 - Plis tardifs dans les prasinites de la formation Mirabouc	102
Fig. 59 - Répartition des axes des plis P2/P3 (La Monta - refuge Jervis)	103
Fig. 60 - Diagrammes triangulaires : compositions chimiques des minéraux du métamorphisme	104

Fig. 61 - Position des analyses d'amphiboles dans le diagramme de Leake	105
Fig. 62 - Colonne synthétique de la série Mirabouc - Bouchet	106
Fig. 63 - Schéma structural (Unité Pelvas - Taillante - Rocca Bianca)	110
Fig. 64 - Schéma structural du secteur Pelvas - Bric Bouchet	112
Fig. 65 - Coupes dans la couverture du Pelvas d'Abriès	113
Fig. 66 - Coupes dans le massif gabbroïque du Pelvas d'Abriès	114
Fig. 67 - Carte structurale du complexe ophiolitique Peyroun - Crête des Lauzes	116
Fig. 68 - Les brèches magmatiques du Peyroun	117
Fig. 69 - Coupes schématiques du massif Peyroun - Crête des Lauzes - Taillante	118
Fig. 70 - Coupe simplifiée du Pic des Lauzes	119
Fig. 71 - Coupe simplifiée au Nord de la Crête de la Taillante	119
Fig. 72 - Panorama du Pic des Lauzes	120
Fig. 73 - Synthèse des observations (Pic des Lauzes)	123
Fig. 74 - Panorama sur la Crête de la Taillante et la Cutche	125
Fig. 75 - La formation de Bouchouse	126
Fig. 76 - Panorama sur la Crête de la Taillante	128
Fig. 77 - Panorama sur le Pain de Sucre	128
Fig. 78 - Coupe de l'arête frontière, au Sud du Col Agnel	130
Fig. 79 - Coupes schématiques dans la formation du Col Agnel	132
Fig. 80 - Colonne stratigraphique schématique de la série de la Taillante	135
Fig. 81 - Reconstitution du soubassement océanique	137
Fig. 82 - Les massifs du "Fond de St Véran"	139
Fig. 83 - Le Pic de la Farneireta et la Tête des Toillies	140
Fig. 84 - Panorama sur le massif de Traversiera	142
Fig. 85 - Interprétation possible de la mise en place tectonique des ophiolites de l'unité océanique supérieure	150
Fig. 86 - Détail d'un pli précoce	150
Fig. 87 - Les séquences supraophiolitiques de l'Apennin ligure	152
Fig. 88 - Schéma structural de l'unité des calcschistes	156
Fig. 89 - Les séries piémontaises externes des Alpes Cottiennes septentrionales	159
Fig. 90 - Schéma structural des Alpes nord-occidentales	170
Fig. 91 - Schéma des rapports entre les différents constituants (Alpes graies)	170
Fig. 92 - Coupes géologiques simplifiées	175
Fig. 93 - Agencement paléogéographique des séries	187
Fig. 94 - Synthèse structurale régionale	188
Fig. 95 - Reconstitution tectonique avant l'Eocène supérieur	189

Fig. 96 - Schémas palinspatiques des confins alpino-apenniniques au Crétacé	192
Fig. 97 - Les chambres magmatiques réduites	195
Fig. 98 - L'apparition du substratum océanique. Trois cas possibles	201
Fig. 99 - Trois modèles pour la forme initiale du bassin océanique liguro-piémontais	204
Fig. 100 - Evolution tectonique du bassin océanique liguro-piémontais	213
Fig. 101 - Cinématique de l'Ouest-européen du Lias à l'Eocène	219
Fig. 102 - Evolution de la frontière Apulie - Ibérie	220
Fig. 103 - Les nappes d'Antalya dans leur cadre structural	226
Fig. 104 - Carte géologique (Sud-Ouest de Kemer)	232
Fig. 105 - Bloc diagramme montrant la structure interne du corps bréchique	233
Fig. 106 - Coupes détaillées (Sud-Ouest de Kemer)	234
Fig. 107 - Blocs-diagrammes montrant l'évolution au cours de l'obduction	238
Fig. 108 - Comparaison entre les obductions "piémontaises" et "péri-arabes"	246
Fig. 109 - Carte structurale des Cordillères de l'Ouest des Etats-Unis	250
Fig. 110 - Coupe schématique du Franciscain de Californie	251
Fig. 111 - Deux modèles géodynamiques de la marge nord-américaine au Mésozoïque	253
Fig. 112 - Carte structurale de la Californie septentrionale	254
Fig. 113 - Cadres structuraux et localisation des ensembles ophiolitiques	256
Fig. 114 - Les ophiolites du Digger Creek	257
Fig. 115 - Colonnes lithostratigraphiques (ophiolites du Digger Creek)	259
Fig. 116 - Colonne stratigraphique correspondant à la coupe de l'Elder Creek	260
Fig. 117 - Les ophiolites du Digger Creek et de l'Elder Creek	261
Fig. 118 - Colonne lithostratigraphique (secteur de Black Mountain)	264
Fig. 119 - Colonnes stratigraphiques (ophiolites du Canyon de Del Puerto)	265
Fig. 120 - Carte structurale des ophiolites de Llanada	267
Fig. 121 - Les ophiolites de Llanada. Colonne de l'édifice volcanique	268
Fig. 122 - Quelques faciès microscopiques (ophiolites du Coast Range)	269
Fig. 123 - Diagramme TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO	270
Fig. 124 - Diagramme $Ti/Ca + Na$ de Leterrier et al. (1982)	271
Fig. 125 - Diagrammes $Ti + Cr/Ca$ de Leterrier et al. (1982)	273
Fig. 126 - Diagramme de Coryell - Masuda "étendu"	274
Fig. 127 - Diagramme Ta/Th	275
Fig. 128 - Diagramme discriminant $Th - Hf/3 - Ta$	276
Fig. 129 - Corrélation entre les données stratigraphiques et chronologiques (NW Californie)	281
Fig. 130 - Evolution et mise en place des ophiolites californiennes	282

Fig. 131 - Comparaison entre la Californie au Jurassique moyen et SW Pacifique actuel.	285
Fig. 132 - Synthèse sur les séries détritiques ophiolitiques	290

PLANCHES

Planche 1 .- Quelques microfaciès de la formation du Bric Bouchet	96
Planche 2 .- Les Radiolaires du massif de Traversiera, illustration de quelques formes	144
Planche 3 .- Brèches et ophiolites du Haut Queyras et du Piémont	154
Planche 4 .- Les brèches de Kemer	241
Planche 5 .- Les Radiolaires du secteur de Paskenta - Digger Creek	263
Planche 6 .- Ophiolites et brèches du Coast Range de Californie	277

TABLEAUX D'ANALYSES

Echant.	A 51-1b											A 51-3										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12										
SiO ₂	38,18	38,35	38,77	38,54	38,16	38,16	39,03	38,52	38,20	38,29	37,93	38,39										
TiO ₂	0,01	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07	0,05	0,07	0,09										
Al ₂ O ₃	21,16	21,52	20,99	21,41	21,50	21,49	21,15	21,01	20,74	20,92	21,18	20,73										
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,09	0,00	0,02	0,03	0,04	0,06	0,06	0,04	0,00	0,00										
FeO	34,68	34,74	36,01	32,94	34,37	33,05	35,75	35,61	35,63	35,83	34,21	35,37										
MnO	3,92	3,05	1,32	5,13	4,20	5,02	1,04	1,55	1,83	1,85	1,93	1,88										
MgO	1,87	2,09	2,21	1,62	1,74	1,59	2,21	2,25	2,06	2,03	1,92	1,96										
CaO	1,99	2,11	1,99	2,30	2,07	2,27	1,94	2,29	2,91	2,87	2,74	2,68										
Na ₂ O	0,00	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,04	0,02	0,02										
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,25	0,00										
	101,81	101,92	101,41	101,98	102,07	101,62	101,25	101,31	101,51	101,93	100,25	101,12										
Si ⁴⁺	6,070	6,061	6,144	6,095	6,046	6,063	6,172	6,115	6,079	6,070	6,083	6,120										
Ti ⁴⁺	0,001	0,006	0,000	0,002	0,000	0,000	0,005	0,000	0,009	0,006	0,009	0,010										
Al ³⁺	3,963	4,008	3,920	3,990	4,014	4,024	3,942	3,931	3,890	3,909	4,003	3,894										
Cr ³⁺	0,000	0,000	0,012	0,000	0,003	0,004	0,005	0,007	0,007	0,006	0,000	0,000										
Fe ²⁺	4,608	4,592	4,772	4,356	4,554	4,391	4,727	4,727	4,742	4,751	4,589	4,715										
Mn ²⁺	0,528	0,408	0,177	0,688	0,564	0,676	0,140	0,208	0,247	0,248	0,262	0,254										
Mg ²⁺	0,443	0,492	0,521	0,381	0,412	0,377	0,520	0,531	0,489	0,480	0,459	0,466										
Ca ²⁺	0,339	0,358	0,337	0,390	0,351	0,386	0,329	0,390	0,497	0,488	0,471	0,457										
Na ⁺	0,000	0,002	0,009	0,010	0,002	0,003	0,011	0,005	0,002	0,011	0,007	0,007										
K ⁺	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,051	0,001										
	15,953	15,927	15,892	15,912	15,946	15,924	15,853	15,914	15,962	15,972	15,934	15,924										
Al	77,87	78,55	82,18	74,94	77,44	75,32	82,75	80,72	79,44	79,67	79,46	80,11										
Py	7,49	8,41	8,97	6,55	7,00	6,47	9,10	9,07	8,18	8,06	7,95	7,91										
Sp	8,92	6,98	3,04	11,83	9,59	11,59	2,45	3,56	4,14	4,16	4,54	4,32										
Gr	5,70	5,97	5,51	6,66	5,90	6,53	5,48	6,46	7,92	7,88	7,92	7,51										
Ad	0,02	0,09	0,00	0,02	0,00	0,00	0,08	0,00	0,13	0,10	0,14	0,16										
Uv	0,00	0,00	0,30	0,00	0,07	0,10	0,13	0,19	0,18	0,14	0,00	0,00										

Echant.	A 51-5											A 51-6										
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24										
SiO ₂	39,26	38,90	39,36	38,79	39,13	39,02	39,02	38,22	39,35	39,71	39,60	39,05										
TiO ₂	0,02	0,04	0,05	0,01	0,02	0,02	0,04	0,06	0,10	0,01	0,05	0,03										
Al ₂ O ₃	21,99	22,32	22,14	22,09	21,53	21,56	21,34	21,31	20,35	21,97	21,70	21,49										
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,40	0,01	0,04	0,03	0,03	0,00	0,05	0,05	0,00										
FeO	22,91	26,00	25,22	26,22	28,62	28,42	28,95	28,10	28,53	27,45	26,35	29,21										
MnO	1,31	0,60	0,74	0,29	0,97	0,99	1,15	0,73	1,14	0,81	1,18	0,73										
MgO	4,28	3,78	5,83	3,23	3,65	3,83	3,66	3,72	3,43	5,57	5,31	4,39										
CaO	10,81	9,48	6,89	10,23	8,20	7,55	8,12	7,61	8,80	6,51	6,49	6,58										
Na ₂ O	0,00	0,04	0,06	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,01										
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01										
	100,58	101,16	100,29	101,26	102,16	101,43	102,31	99,79	101,76	102,09	100,77	101,50										
Si ⁴⁺	6,053	6,006	6,064	6,003	6,044	6,055	6,034	6,032	6,123	6,060	6,107	6,053										
Ti ⁴⁺	0,002	0,005	0,005	0,001	0,002	0,002	0,004	0,007	0,012	0,002	0,005	0,004										
Al ³⁺	3,995	4,061	4,019	4,029	3,919	3,943	3,890	3,964	3,731	3,951	3,943	3,927										
Cr ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,049	0,002	0,004	0,003	0,004	0,000	0,006	0,006	0,000										
Fe ²⁺	2,954	3,357	3,249	3,394	3,697	3,689	3,743	3,709	3,712	3,503	3,399	3,788										
Mn ²⁺	0,171	0,078	0,096	0,038	0,127	0,130	0,150	0,097	0,150	0,105	0,155	0,096										
Mg ²⁺	0,984	0,870	1,339	0,746	0,840	0,886	0,844	0,876	0,796	1,267	1,220	1,014										
Ca ²⁺	1,786	1,568	1,137	1,696	1,357	1,256	1,345	1,287	1,466	1,064	1,072	1,093										
Na ⁺	0,000	0,011	0,018	0,000	0,008	0,004	0,000	0,000	0,010	0,004	0,009	0,004										
K ⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,006	0,000	0,002	0,002										
	15,945	15,956	15,927	15,956	15,996	15,972	16,013	15,978	16,006	15,962	15,918	15,981										
Al	50,11	57,18	55,85	57,79	61,41	61,90	61,58	62,19	60,67	58,99	58,18	63,25										
Py	16,70	14,82	23,01	12,70	13,96	14,87	13,88	14,68	13,02	21,33	20,88	16,94										
Sp	2,90	1,33	1,65	0,64	2,10	2,17	2,47	1,63	2,46	1,77	2,65	1,61										
Gr	30,26	26,58	19,41	27,61	22,46	20,91	21,93	21,31	23,68	17,74	18,07	18,15										
Ad	0,03	0,08	0,08	0,01	0,03	0,03	0,06	0,11	0,17	0,02	0,08	0,06										
Uv	0,00	0,00	0,00	1,24	0,04	0,11	0,08	0,09	0,00	0,14	0,14	0,00										

TABLEAU 1. Analyses représentatives de grenats éclogitiques, unité du Viso, Baracun.

	----- A 51-1 -----					----- A 51-6 -----					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO2	56,63	55,81	56,15	56,76	56,51	56,80	56,93	57,32	57,02	56,53	
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,06	0,04	0,06	0,19	
Al2O3	12,16	10,30	10,40	10,25	8,68	8,19	9,69	11,74	10,83	9,36	
Cr2O3	0,00	0,00	0,13	0,04	0,04	0,05	0,10	0,02	0,00	0,00	
FeO*	3,89	4,76	5,02	5,54	4,48	5,50	4,86	4,15	4,24	6,76	
MnO	0,28	0,20	0,00	0,03	0,00	0,00	0,08	0,07	0,06	0,02	
MgO	7,09	8,51	8,46	8,35	9,61	9,24	8,29	7,61	7,95	7,68	
CaO	10,41	13,11	13,23	12,94	13,36	13,84	13,00	11,67	12,30	11,44	
Na2O	8,91	7,05	7,23	7,30	7,21	7,00	7,20	8,21	7,89	8,26	
K2O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	
	99,40	99,74	100,62	101,21	99,91	100,67	100,26	100,83	100,37	100,24	
Si4+	1,996	1,984	1,978	1,991	1,998	2,005	2,025	2,002	2,004	1,999	
AlIV	0,004	0,016	0,022	0,009	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	
AlVI	0,501	0,416	0,411	0,415	0,360	0,341	0,407	0,484	0,449	0,389	
Ti4+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,005	
Cr3+	0,000	0,000	0,004	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,000	0,000	
Fe3+	0,114	0,086	0,101	0,089	0,132	0,124	0,000	0,065	0,078	0,168	
Fe2+	0,001	0,056	0,046	0,074	0,000	0,038	0,145	0,056	0,047	0,032	
Mn2+	0,008	0,006	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,001	
Mg2+	0,372	0,451	0,444	0,437	0,506	0,486	0,440	0,396	0,417	0,405	
Ca2+	0,393	0,499	0,500	0,487	0,506	0,524	0,496	0,437	0,463	0,434	
Na+	0,609	0,486	0,494	0,497	0,494	0,479	0,497	0,556	0,538	0,567	
K+	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	
	3,999	4,000	4,000	4,001	4,000	3,999	4,019	3,999	4,001	4,001	
Wo	50,72	49,36	50,44	48,75	49,99	49,96	45,80	49,03	49,91	49,77	
En	48,05	44,56	44,86	43,75	50,01	46,39	40,62	44,47	44,87	46,47	
Fs	1,23	6,08	4,69	7,49	0,00	3,65	13,58	6,50	5,22	3,76	

TABLEAU 2. Analyses représentatives de clinopyroxènes écolitiques, unité du Viso, Baracun.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,38	53,66	52,39	53,06	50,63	51,38
TiO ₂	0,23	0,29	0,24	0,33	0,21	0,32
Al ₂ O ₃	6,16	3,11	3,90	3,02	4,11	3,88
Cr ₂ O ₃	0,23	0,27	0,34	0,35	0,36	0,32
FeO*	5,13	4,15	4,41	4,20	4,47	4,60
MnO	0,04	0,11	0,08	0,19	0,07	0,13
MgO	19,30	17,03	17,86	17,20	17,49	17,09
CaO	18,16	21,86	21,16	22,43	21,23	21,83
Na ₂ O	0,32	0,34	0,38	0,38	0,59	0,72
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00
	97,95	100,82	100,76	101,20	99,17	100,27
Si ⁴⁺	1,802	1,936	1,895	1,917	1,870	1,880
Ti ⁴⁺	0,006	0,008	0,006	0,009	0,006	0,009
Al ³⁺	0,270	0,132	0,166	0,129	0,179	0,168
Cr ³⁺	0,007	0,008	0,010	0,010	0,011	0,009
Fe ²⁺	0,160	0,125	0,134	0,127	0,138	0,141
Mn ²⁺	0,001	0,004	0,003	0,006	0,002	0,004
Mg ²⁺	1,071	0,916	0,963	0,926	0,963	0,932
Ca ²⁺	0,724	0,845	0,820	0,868	0,840	0,856
Na ⁺	0,024	0,024	0,027	0,027	0,043	0,051
K ⁺	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000
	4,065	3,998	4,024	4,021	4,053	4,050
Wo	37,03	44,73	42,74	45,06	43,25	44,28
En	54,74	48,46	50,18	48,05	49,55	48,21
Fs	8,23	6,82	7,08	6,89	7,21	7,51

TABLEAU 3. Analyses de clinopyroxènes magmatiques détritiques, coupe du refuge Ballif.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,44	51,80	51,79	53,36	52,34	51,74
TiO ₂	0,59	0,74	0,73	0,26	0,53	0,66
Al ₂ O ₃	2,73	3,27	3,15	1,86	2,83	3,04
Cr ₂ O ₃	0,25	0,11	0,09	0,13	0,00	0,14
FeO*	6,32	5,74	5,75	5,63	6,16	5,76
MnO	0,22	0,08	0,15	0,14	0,29	0,24
MgO	15,15	15,62	16,04	15,99	16,17	16,43
CaO	21,23	21,63	21,08	21,90	21,42	21,44
Na ₂ O	0,64	0,66	0,45	0,50	0,57	0,62
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	98,59	99,65	99,23	99,77	100,31	100,07

TABLEAU 4. Analyses de clinopyroxènes magmatiques détritiques, Crête Mouloun.

Echant.	CM2 ^e 1	CM2 ^f 2	CM2 ^g 3	CM h 4	CM3b 5	CM4i 6
SiO ₂	43,70	43,00	50,50	46,70	44,20	57,10
TiO ₂	2,02	1,47	1,28	2,42	2,70	0,37
Al ₂ O ₃	11,28	12,97	11,38	11,48	12,20	15,65
Fe ₂ O ₃ *	11,26	11,68	11,16	16,73	15,01	6,79
MnO	0,20	0,18	0,17	0,19	0,19	0,15
MgO	15,90	15,62	12,05	7,79	11,27	5,79
CaO	6,36	4,65	4,50	6,89	5,26	3,67
Na ₂ O	2,11	2,73	3,86	3,75	3,25	7,11
K ₂ O	0,06	0,06	0,07	0,10	0,15	0,19
P ₂ O ₅	0,50	1,00	0,35	0,15	0,05	0,05
H ₂ O+	5,57	5,71	3,63	2,83	4,21	2,37
H ₂ O-	0,31	0,18	0,17	0,12	0,13	0,15
Total	99,27	99,25	99,12	99,15	98,62	99,39
Cr (ppm)	48	55	760	38	35	23
Ni	33	33	408	45	30	15
Echant.	CM4j 7	CM4-5 8	CM5f 9	CM5h 10	CM6e 11	CM8d 12
SiO ₂	46,10	51,50	41,10	52,00	49,25	43,35
TiO ₂	2,20	0,46	2,48	1,01	0,55	3,16
Al ₂ O ₃	5,89	16,76	9,72	14,74	15,16	11,02
Fe ₂ O ₃ *	11,34	6,70	15,65	10,38	7,88	16,14
MnO	0,20	0,12	0,23	0,13	0,14	0,29
MgO	20,33	10,24	16,81	7,00	12,66	8,76
CaO	9,56	5,67	6,40	4,85	6,07	8,42
Na ₂ O	0,63	4,05	0,72	7,09	3,72	3,22
K ₂ O	0,06	0,61	0,02	0,15	0,06	0,04
P ₂ O ₅	0,30	0,15	0,20	0,10	0,25	0,35
H ₂ O+	4,41	3,72	5,70	2,49	4,12	3,14
H ₂ O-	0,12	0,06	0,21	0,11	0,10	0,14
Total	101,14	100,04	99,24	100,05	99,96	98,03
Cr (ppm)	351	109	168	78	78	62
Ni	604	74	126	49	60	60

TABLEAU 5. Analyses sur roche totale des méta-arénites gabbroïques de la Crête Mouloun. Absorption atomique, J. Cotten, Brest.

----- Coussins de laves -----					
Echant.	CM2j 1	CM8b 2	CM8c 3	CM12e 4	CM12d 5
SiO ₂	50,80	50,60	50,60	48,00	50,40
TiO ₂	1,28	1,27	1,28	1,47	1,35
Al ₂ O ₃	16,15	14,83	16,78	14,90	14,34
Fe ₂ O ₃ *	8,51	8,95	9,08	9,90	10,87
MnO	0,12	0,13	0,12	0,14	0,14
MgO	6,52	6,85	6,89	5,45	7,43
CaO	9,60	10,97	5,84	11,85	7,58
Na ₂ O	4,38	3,72	5,44	3,90	4,59
K ₂ O	0,12	0,57	0,11	0,57	0,35
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,10	0,20	0,15
H ₂ O+	2,56	1,73	3,62	3,51	2,46
H ₂ O-	0,32	0,16	0,27	0,25	0,28
Total	100,48	99,88	100,13	100,14	99,94
V (ppm)	205	243	205	267	250
Cr	354	307	295	261	250
Ni	141	129	125	91	120

----- Brèches d'éclatement -----					
-- fragments -- sombres			----- fragments ----- clairs		
Echant.	CM6b 7	CM2bA 8	CM2bB 9	CMb1 10	CMb2 11
SiO ₂	50,00	49,40	45,50	45,25	45,50
TiO ₂	1,32	1,55	1,78	1,40	1,41
Al ₂ O ₃	15,40	15,29	19,75	19,32	22,45
Fe ₂ O ₃ *	10,07	10,68	8,35	10,28	7,68
MnO	0,11	0,18	0,18	0,09	0,08
MgO	6,95	5,48	2,93	2,15	1,27
CaO	7,17	10,30	16,30	14,10	17,00
Na ₂ O	3,98	4,21	3,20	3,73	3,07
K ₂ O	0,07	0,35	0,05	0,03	0,20
P ₂ O ₅	0,15	0,20	0,20	0,20	0,20
H ₂ O+	3,68	1,70	1,80	2,30	2,09
H ₂ O-	0,19	0,04	0,04	0,24	0,08
Total	100,09	99,38	100,08	99,09	100,53
V (ppm)	226	227	335	226	229
Cr	252	278	275	369	317
Ni	107	85	35	76	52

TABLEAU 6. Analyses sur roche totale des metabasaltes et metabrèches basaltiques de la Crête Mouloun. Absorption atomique; J. Cotten, Brest.

Echant.	1 mb	2 mb	3 mb	4 mb	5 mb	6 mb	7
SiO ₂	47,30	46,75	49,00	45,60	52,40	48,80	46,30
TiO ₂	1,13	1,19	1,36	1,14	1,07	0,97	1,18
Al ₂ O ₃	16,13	14,45	16,35	16,02	17,94	19,30	14,89
Fe ₂ O ₃ *	9,98	11,02	11,76	10,39	11,00	10,02	9,77
MnO	0,16	0,16	0,24	0,17	0,10	0,22	0,19
MgO	5,95	8,32	2,38	1,51	1,64	4,42	7,62
CaO	9,26	8,16	5,94	12,66	5,87	4,70	9,62
Na ₂ O	4,18	3,21	5,58	4,86	6,87	5,26	3,53
K ₂ O	0,34	1,13	2,17	0,29	0,50	1,12	0,41
P ₂ O ₅	0,30	0,30	0,30	0,35	0,20	0,20	0,25
H ₂ O+	4,22	5,01	4,77	5,73	1,55	3,64	5,23
H ₂ O-	0,19	0,19	0,15	0,10	0,15	0,28	0,19
Total	99,14	99,89	100,00	98,82	99,29	98,93	99,18
Cr (ppm)	316	224	188	206	451	390	265
Ni	155	114	91	73	91	56	99

Echant.	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	47,10	48,80	47,80	46,00	47,30	46,80	46,80
TiO ₂	1,13	1,11	1,21	1,18	1,21	0,22	0,97
Al ₂ O ₃	14,75	14,63	17,05	14,48	14,89	21,11	15,67
Fe ₂ O ₃ *	9,35	9,57	9,69	10,58	9,39	4,51	8,96
MnO	0,16	0,14	0,36	0,17	0,11	0,08	0,16
MgO	5,85	10,75	8,14	9,16	13,40	12,51	9,90
CaO	10,76	5,30	5,30	7,89	2,16	1,53	5,93
Na ₂ O	2,96	4,17	4,42	3,22	2,72	4,17	4,18
K ₂ O	1,94	0,12	0,13	0,42	0,03	1,68	0,28
P ₂ O ₅	0,25	0,25	0,35	0,25	0,30	0,20	0,20
H ₂ O+	4,90	4,52	4,71	5,32	7,08	6,05	5,66
H ₂ O-	0,17	0,17	0,22	0,14	0,20	0,18	0,36
Total	99,32	99,53	99,38	98,81	98,79	99,04	99,07
Cr (ppm)	290	256	430	255	280	169	365
Ni	81	120	80	101	102	314	135

TABLEAU 7. Analyses sur roche totale des metabrèches et prasinites du Mont Arbancier. Absorption atomique, J. Cotten, Brest.
m. b. : metabrèches.

Echant.	CM 12C'					P 9.1			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	38,18	36,37	36,66	36,05	36,17	37,19	36,68	36,96	36,34
TiO ₂	0,04	0,11	0,26	0,12	0,08	0,35	0,48	0,36	0,32
Al ₂ O ₃	20,60	20,38	20,05	20,15	20,40	20,26	20,26	20,29	20,19
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,06	0,01	0,00
FeO	17,98	17,90	11,98	16,46	17,81	1,75	1,71	1,72	1,51
MnO	18,01	17,42	23,17	18,33	17,51	33,01	32,02	31,51	33,48
MgO	0,23	0,17	0,11	0,16	0,19	0,03	0,04	0,05	0,04
CaO	5,17	6,18	7,06	6,75	5,97	8,27	9,36	9,25	7,99
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
	100,21	98,53	99,29	98,02	98,13	100,97	100,64	100,18	99,88
Si ₄ +	3,074	2,997	2,996	2,983	2,992	2,982	2,944	2,976	2,947
Al _{IV}	0,000	0,003	0,004	0,017	0,008	0,018	0,056	0,024	0,053
Al _{VI}	1,956	1,977	1,929	1,950	1,982	1,897	1,861	1,903	1,877
Ti ₄ +	0,002	0,007	0,016	0,007	0,005	0,021	0,029	0,022	0,020
Cr ₃ +	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004	0,001	0,000
Fe ₃ +	0,000	0,016	0,055	0,043	0,013	0,077	0,106	0,075	0,103
Fe ₂ +	1,211	1,217	0,764	1,096	1,220	0,041	0,009	0,041	0,001
Mn ₂ +	1,229	1,216	1,604	1,285	1,227	2,242	2,177	2,150	2,300
Mg ₂ +	0,028	0,021	0,013	0,020	0,023	0,004	0,005	0,006	0,005
Ca ₂ +	0,446	0,546	0,618	0,599	0,529	0,711	0,805	0,798	0,694
Na+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,005	0,002
K+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000
	7,946	8,000	7,999	8,000	7,999	8,001	8,000	8,001	8,002
Al	41,57	40,58	25,46	36,55	40,67	1,35	0,29	1,38	0,00
Py	0,95	0,70	0,45	0,66	0,78	0,12	0,16	0,20	0,16
Sp	42,17	40,53	53,48	42,84	40,91	74,82	72,67	71,77	76,71
Gr	15,23	17,42	18,24	18,28	17,06	20,27	22,24	23,41	19,06
Ad	0,08	0,77	2,38	1,68	0,58	3,27	4,51	3,22	4,09
Uv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,13	0,02	0,00
Echant.	P.3.1.a								
	10	11	12	13	14	15			
SiO ₂	37,16	37,22	37,24	36,54	36,74	37,40			
TiO ₂	0,23	0,36	0,40	0,36	0,24	0,32			
Al ₂ O ₃	20,64	20,41	20,25	20,50	21,28	20,77			
Cr ₂ O ₃	0,00	0,10	0,04	0,00	0,01	0,03			
Fe ₂ O ₃	0,44	0,47	0,62	0,08	0,00	0,24			
FeO	4,97	4,05	4,08	4,37	5,01	5,13			
MnO	31,25	30,28	28,98	30,68	31,03	29,19			
MgO	0,16	0,07	0,08	0,08	0,09	0,08			
CaO	6,02	7,30	8,08	6,65	6,12	7,65			
Na ₂ O	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01			
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00			
	100,89	100,32	99,78	99,27	100,53	100,82			
Si ₄ +	5,986	6,006	6,024	5,972	5,932	5,998			
Ti ₄ +	0,028	0,043	0,049	0,044	0,029	0,039			
Al ₃ +	3,919	3,882	3,861	3,948	4,049	3,924			
Cr ₃ +	0,000	0,012	0,005	0,000	0,001	0,004			
Fe ₃ +	0,053	0,058	0,075	0,009	0,000	0,029			
Fe ₂ +	0,669	0,546	0,551	0,597	0,676	0,689			
Mn ₂ +	4,264	4,138	3,970	4,246	4,244	3,965			
Mg ₂ +	0,037	0,017	0,020	0,021	0,022	0,020			
Ca ₂ +	1,039	1,263	1,400	1,165	1,058	1,314			
Na+	0,002	0,014	0,005	0,004	0,005	0,004			
K+	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000			
	15,999	15,980	15,960	16,006	16,017	15,986			
Al	11,16	9,20	9,33	9,94	11,30	11,54			
Py	0,62	0,28	0,34	0,34	0,36	0,34			
Sp	71,15	69,69	67,15	70,75	70,94	66,48			
Gr	15,31	18,40	20,40	18,08	16,94	20,22			
Ad	1,75	2,11	2,65	0,89	0,44	1,31			
Uv	0,00	0,31	0,12	0,00	0,02	0,11			

TABLEAU 8. Analyses représentatives de grenats métamorphiques, Crête Mouloun, Pelvas d'Abriès. Analyses 1 à 9, formule structurale calculée sur 8 cations, 10 à 15, sur 16 cations.

Pic des Lauzes :

- 1 - Coeur de coussin
- 2 - Zone intermédiaire
- 3 - Bord de coussin
- 4 - Matrice inter-coussin

Roche Ecroulée :

- 5 - Dyke recoupant les gabbros

Pain de Sucre :

- 6 - Quartzite

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,14	52,25	51,96	45,12	48,53	71,00
TiO ₂	1,60	1,42	1,46	1,11	1,09	0,40
Al ₂ O ₃	16,91	17,06	15,15	17,04	17,62	10,11
Fe ₂ O ₃	4,69	4,33	4,54	7,50	2,38	4,77
FeO	3,98	2,50	3,23	4,49	4,84	-
MnO	-	-	-	-	0,12	0,06
MgO	6,96	4,70	5,79	7,72	9,09	2,16
CaO	7,81	11,55	8,73	8,75	6,86	5,29
Na ₂ O	4,09	4,17	4,74	0,14	4,11	0,45
K ₂ O	0,08	0,09	0,10	0,62	0,12	2,22
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	0,11
H ₂ O+	3,80	2,60	3,11	5,44	0,33	4,34
H ₂ O-	0,20	0,10	0,20	0,20	0,04	0,07
	99,26	100,77	99,01	98,13	99,30	98,98
Ba (ppm)	< 40	< 40	< 40	< 40	< 40	-
Sr	65	220	160	180	80	-
V	290	320	320	385	210	-
Co	60	85	74	63	50	-
Cr	330	345	342	195	620	65
Ni	140	130	136	130	345	65
Cu	65	62	65	42	70	-

TABLEAU 9. Analyses sur roche totale de metabasites du Pic des Lauzes - Roche Ecroulée (1 à 5) et d'un quartzite du Pain de Sucre.

	PASKENTA						BLACK MOUNTAIN						DEL PUERTO		
	Mel.	Digger Creek						Laves					Dol.	Qz-K	Tuff
	Dol.	Laves				Qz-K									
Echant.	C24.1	C261a	C261b	C29.4	C29.5	C46.1	C20.1	C20.2	C20.3	C41.1	C41.2	C41.8	C13.4	C14.13	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
SiO2	48,50	48,10	55,30	50,70	70,50	75,30	50,80	50,30	52,00	48,80	49,00	51,70	90,00	71,90	
TiO2	1,27	0,73	0,83	0,98	0,45	0,28	0,76	0,79	0,75	1,30	1,17	1,36	0,00	0,37	
Al2O3	13,51	17,06	15,46	14,54	13,37	11,90	15,20	15,06	15,55	15,65	15,98	15,00	0,11	12,84	
Fe2O3*	10,80	8,07	6,63	8,01	3,92	3,05	8,69	9,16	8,76	8,70	9,54	11,50	8,63	3,10	
MnO	0,18	0,10	0,08	0,19	0,20	0,04	0,13	0,14	0,14	0,18	0,18	0,12	0,03	0,07	
MgO	8,04	3,16	2,95	5,54	0,91	0,99	6,20	7,12	7,09	5,37	6,42	5,39	0,00	1,51	
CaO	10,95	16,99	11,45	5,74	2,54	0,70	4,62	4,03	3,10	6,91	5,71	3,88	1,06	2,05	
Na2O	3,42	0,44	2,33	5,46	5,83	5,33	6,20	5,96	6,44	5,56	5,05	6,18	0,07	3,82	
K2O	0,05	0,01	0,01	0,14	0,03	0,29	0,12	0,10	0,25	0,58	0,69	0,36	0,00	1,58	
P2O5	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,25	0,20	0,05	0,15	0,15	0,20	0,00	0,15	
H2O+	3,15	5,39	4,26	6,62	2,54	1,76	5,68	5,69	4,70	4,77	3,92	2,81	0,34	2,39	
H2O-	0,28	0,08	0,06	0,22	0,17	0,62	0,81	1,27	1,01	1,18	1,40	1,34	0,06	0,39	
Total	100,25	100,23	99,47	99,24	100,56	100,36	99,46	99,82	99,84	99,15	99,21	99,84	100,32	100,17	
Rb (ppm)	3	2	1	2	1	7	3	3	3	-	-	-	-	-	
Sr	92	22	26	90	93	55	107	110	92	-	-	-	-	-	
Cr	304	80	64	42	20	36	147	127	109	194	191	100	-	8	
Co	55	30	19	30	-	-	36	39	39	-	-	-	-	-	
Ni	35	< 15	< 15	35	< 15	10	20	20	30	62	51	40	-	8	

LLANADA											
Membre I						Membre II					
Laves						Tuffs					
Echant.	C2.2	C3.1a	C3.1b	C5.1a	C5.1b	C5.7	C5.6	C5.10	C7	C35.1	C36.2
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	47,50	46,30	46,30	45,00	50,00	71,90	74,70	73,30	72,50	63,70	41,00
TiO ₂	1,65	0,48	0,48	0,45	0,48	0,32	0,30	0,21	0,32	0,34	0,54
Al ₂ O ₃	12,87	14,38	14,19	13,38	14,23	12,64	12,15	10,24	12,54	14,80	13,22
Fe ₂ O ₃ *	14,66	6,38	7,38	6,55	7,03	3,60	2,44	4,11	4,32	3,44	6,69
MnO	0,23	0,12	0,13	0,17	0,12	0,05	0,05	0,08	0,07	0,07	0,12
MgO	4,72	4,08	4,84	6,49	4,63	0,67	1,44	4,35	1,28	2,26	3,95
CaO	7,90	15,08	14,21	11,42	9,84	0,43	1,33	0,67	0,62	7,67	19,27
Na ₂ O	4,94	4,49	4,08	5,02	5,79	6,40	3,05	4,64	6,41	3,26	4,27
K ₂ O	0,09	0,02	0,02	0,31	0,14	0,70	1,83	0,05	0,07	0,81	0,09
P ₂ O ₅	0,40	0,25	0,20	0,25	0,20	0,30	0,30	0,20	0,40	0,20	0,10
H ₂ O+	3,59	7,19	6,75	9,73	6,87	2,90	2,37	2,49	1,91	2,52	10,49
H ₂ O-	0,28	0,40	0,46	0,50	0,56	0,14	0,35	0,32	0,24	0,56	0,53
Total	98,83	99,17	99,04	99,27	99,89	100,05	100,31	100,66	100,68	99,63	100,27
Rb (ppm)	4	2	2	5	4	-	-	-	-	9	-
Sr	53	58	55	138	117	34	74	18	28	325	-
Cr	100	241	236	205	206	-	-	-	-	-	353
Co	39	30	24	32	27	-	-	-	-	-	-
Ni	49	113	91	119	115	< 15	< 15	< 15	< 15	-	88

TABLEAU 10. Analyses sur roche totale de quelques faciès caractéristiques des volcanites du Coast Range. Absorption atomique, J. Cotten, Brest.

--- LLANADA (membre I) --- --- DIGGER CREEK --- --- BLACK MOUNTAIN ---										
	C2.2	C3.1a	C3.1b	C5.1b	C26.1a	C26.1b	C29.4a	C20.3	C41.1	C41.2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Zr	188	33	27	35	53	76	71	33	80	82
Ba	145	4	8	62	131	155	43	38	465	597
Sc	45,10	26,30	26,40	29,20	23,60	24,20	25,90	31,30	37,50	38,20
Sb	0,15	0,04	0,05	0,24	0,05	0,06	0,04	0,05	0,07	0,03
La	6,40	1,80	1,50	2,00	7,20	6,80	6,20	1,90	3,60	2,70
Ce	20,70	4,20	5,70	6,40	16,00	16,30	14,90	5,90	12,10	8,00
Eu	2,00	0,60	0,60	0,60	0,98	0,98	1,15	0,68	1,10	1,10
Tb	1,35	0,31	0,32	0,35	0,46	0,47	0,59	0,39	0,79	0,66
Hf	4,60	0,90	0,94	0,88	1,50	1,62	2,40	1,27	2,40	2,10
Ta	0,48	0,066	0,063	0,024	0,12	0,13	0,28	0,092	0,20	0,17
Th	0,42	0,11	0,077	0,13	0,73	0,78	0,71	0,24	0,24	0,22
U	0,48	-	-	0,05	0,28	0,27	0,18	0,03	0,75	0,09

TABLEAU 11. Analyses d'éléments en trace, ophiolites du Coast Range. Activation neutronique, J.L. Joron, Saclay.

C 24-1												C 45-2			
Echant.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
SiO ₂	52,60	52,66	51,05	50,43	51,08	51,60	51,81	50,60	52,46	51,66	51,34	51,57			
TiO ₂	0,50	0,53	1,23	1,37	0,81	0,87	0,44	0,58	0,37	0,35	0,39	0,37			
Al ₂ O ₃	1,69	1,82	4,77	4,96	4,19	3,85	2,64	2,60	1,65	2,38	2,36	2,56			
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,11	0,10	0,42	0,32	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00			
FeO*	10,38	9,05	7,83	7,02	7,60	8,49	11,48	12,91	10,99	11,13	12,12	11,33			
MnO	0,15	0,35	0,20	0,07	0,11	0,09	0,14	0,24	0,17	0,18	0,13	0,49			
MgO	15,89	16,95	16,04	16,48	17,33	16,18	15,05	14,59	16,10	16,36	16,11	15,15			
CaO	18,71	18,37	19,25	19,36	18,31	18,09	18,48	18,08	17,81	17,04	16,54	18,28			
Na ₂ O	0,17	0,34	0,31	0,29	0,22	0,63	0,28	0,40	0,16	0,24	0,24	0,47			
K ₂ O	0,01	0,03	0,01	0,05	0,01	0,06	0,00	0,06	0,03	0,00	0,03	0,04			
	100,09	100,09	100,80	100,12	100,09	100,16	100,33	100,05	99,81	99,34	99,26	100,26			
Si ⁴⁺	1,952	1,944	1,867	1,852	1,876	1,899	1,929	1,907	1,954	1,932	1,929	1,925			
Ti ⁴⁺	0,014	0,015	0,034	0,038	0,022	0,024	0,012	0,017	0,010	0,010	0,011	0,011			
Al ³⁺	0,074	0,079	0,205	0,215	0,181	0,167	0,116	0,116	0,073	0,105	0,105	0,113			
Cr ³⁺	0,000	0,000	0,003	0,003	0,012	0,009	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000			
Fe ²⁺ *	0,322	0,279	0,239	0,216	0,233	0,261	0,357	0,407	0,342	0,348	0,381	0,356			
Mn ²⁺	0,005	0,011	0,006	0,002	0,004	0,003	0,005	0,008	0,006	0,006	0,004	0,016			
Mg ²⁺	0,879	0,933	0,874	0,902	0,949	0,887	0,835	0,820	0,894	0,912	0,902	0,843			
Ca ²⁺	0,744	0,727	0,754	0,762	0,710	0,713	0,737	0,730	0,711	0,683	0,666	0,731			
Na ⁺	0,012	0,024	0,022	0,021	0,016	0,045	0,020	0,029	0,011	0,017	0,018	0,034			
K ⁺	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,003	0,001	0,000	0,001	0,002			
	4,003	4,013	4,037	4,013	4,013	4,010	4,011	4,037	4,004	4,013	4,017	4,031			
Wo	38,15	37,28	40,25	40,48	37,80	38,25	38,11	37,17	36,41	35,05	34,09	37,62			
En	45,09	47,84	46,64	47,95	49,77	47,59	43,18	41,73	45,78	46,79	46,20	43,37			
Fs	16,76	14,89	13,10	11,57	12,43	14,16	18,71	21,10	17,81	18,16	19,71	19,00			

Echant.	C 29-4b						C 26-1a							
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24		
SiO2	52,28	51,24	51,88	52,01	52,17	50,72	51,90	52,01	52,83	52,59	52,98	52,44		
TiO2	0,60	0,71	0,61	0,53	0,51	0,56	0,45	0,48	0,32	0,44	0,24	0,34		
Al2O3	1,84	2,29	2,09	1,67	1,84	2,75	2,46	3,30	2,71	2,21	2,07	2,78		
Cr2O3	0,03	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,03	0,19	0,31		
FeO*	8,09	7,87	7,68	7,86	7,80	8,42	8,17	7,76	6,87	7,53	6,31	6,73		
MnO	0,10	0,25	0,21	0,15	0,30	0,15	0,23	0,11	0,20	0,21	0,15	0,19		
MgO	16,16	15,86	16,28	16,22	15,57	15,72	17,57	16,23	16,99	17,20	17,72	17,07		
CaO	19,72	19,20	19,45	19,81	19,61	19,49	19,06	19,92	19,75	19,80	20,20	20,57		
Na2O	0,46	0,57	0,43	0,43	0,47	0,26	0,24	0,31	0,23	0,18	0,17	0,17		
K2O	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00		
	99,27	98,21	98,64	98,68	98,27	98,09	100,16	100,12	99,91	100,22	100,05	100,59		
Si4+	1,945	1,929	1,939	1,947	1,959	1,915	1,913	1,914	1,938	1,932	1,940	1,918		
Ti4+	0,017	0,020	0,017	0,015	0,015	0,016	0,012	0,013	0,009	0,012	0,007	0,009		
Al3+	0,081	0,102	0,092	0,074	0,082	0,123	0,107	0,143	0,117	0,096	0,090	0,120		
Cr3+	0,001	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,006	0,009		
Fe2+*	0,252	0,249	0,240	0,246	0,245	0,266	0,251	0,239	0,211	0,232	0,193	0,206		
Mn2+	0,003	0,008	0,007	0,005	0,010	0,005	0,007	0,004	0,006	0,006	0,005	0,006		
Mg2+	0,896	0,890	0,907	0,905	0,871	0,885	0,965	0,891	0,929	0,942	0,967	0,930		
Ca2+	0,786	0,775	0,779	0,795	0,789	0,789	0,753	0,786	0,776	0,780	0,793	0,806		
Na+	0,033	0,042	0,031	0,031	0,034	0,019	0,017	0,022	0,016	0,013	0,012	0,012		
K+	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000		
	4,014	4,023	4,012	4,018	4,005	4,018	4,028	4,012	4,002	4,015	4,013	4,016		
Wo	40,58	40,34	40,31	40,75	41,20	40,56	38,08	40,96	40,37	38,78	40,48	41,37		
En	46,27	46,34	46,93	46,40	45,50	45,50	48,83	46,42	48,33	48,08	49,40	47,76		
Fs	13,15	13,32	12,76	12,85	13,30	13,94	13,09	12,63	11,30	12,14	10,12	10,87		

Echant.	C 20-2						C 20-3					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	52,07	51,57	50,74	52,54	53,71	52,06	51,55	53,65	53,21	51,43	53,33	52,31
TiO ₂	0,52	0,62	0,66	0,55	0,19	0,51	0,50	0,27	0,36	0,52	0,25	0,33
Al ₂ O ₃	3,69	4,30	4,55	3,29	1,79	3,98	4,07	1,97	2,56	4,40	1,90	2,07
Cr ₂ O ₃	0,72	0,03	0,00	0,34	0,19	0,58	0,55	0,17	0,15	0,53	0,35	0,11
FeO*	6,20	7,62	8,52	6,32	7,38	5,77	6,09	5,52	5,53	5,83	5,95	8,10
MnO	0,30	0,19	0,15	0,06	0,19	0,01	0,21	0,03	0,21	0,13	0,29	0,28
MgO	16,95	16,29	15,72	17,13	18,80	16,80	16,13	17,46	16,48	16,45	18,63	18,45
CaO	19,99	18,43	18,82	19,50	18,12	20,20	20,61	20,58	20,94	20,44	19,32	17,80
Na ₂ O	0,15	0,16	0,21	0,20	0,46	0,22	0,20	0,18	0,24	0,21	0,07	0,20
K ₂ O	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
	100,59	99,22	99,41	99,93	100,83	100,13	99,92	99,82	99,71	99,94	100,09	99,65
Si ⁴⁺	1,898	1,905	1,884	1,921	1,949	1,901	1,894	1,959	1,950	1,885	1,944	1,929
Ti ⁴⁺	0,014	0,017	0,019	0,015	0,005	0,014	0,016	0,007	0,010	0,014	0,007	0,009
Al ³⁺	0,158	0,187	0,199	0,142	0,076	0,171	0,176	0,085	0,111	0,190	0,082	0,090
Cr ³⁺	0,021	0,001	0,000	0,010	0,006	0,017	0,016	0,005	0,004	0,015	0,010	0,003
Fe ²⁺ *	0,189	0,235	0,265	0,193	0,224	0,176	0,187	0,167	0,170	0,179	0,182	0,250
Mn ²⁺	0,009	0,006	0,005	0,002	0,006	0,000	0,007	0,001	0,007	0,004	0,009	0,009
Mg ²⁺	0,921	0,897	0,870	0,934	1,017	0,914	0,883	0,951	0,900	0,899	1,012	1,014
Ca ²⁺	0,781	0,729	0,749	0,764	0,705	0,790	0,811	0,805	0,822	0,803	0,755	0,703
Na ⁺	0,011	0,012	0,015	0,015	0,032	0,015	0,015	0,013	0,017	0,015	0,005	0,014
K ⁺	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
	4,002	3,989	4,008	3,996	4,020	3,998	4,005	3,993	3,992	4,004	4,006	4,021
Wo	41,09	39,06	39,66	40,37	36,11	42,01	42,96	41,83	43,31	42,61	38,56	35,58
En	48,48	48,03	46,07	49,33	52,11	48,60	46,78	49,37	47,42	47,70	51,72	51,32
Fs	10,43	12,92	14,27	10,30	11,78	9,39	10,27	8,80	9,28	9,70	9,72	13,10

Echant.	C 41-1						C 41-2					
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	52,55	52,67	52,91	53,17	51,82	52,42	52,43	52,10	53,11	52,99	53,82	52,24
TiO ₂	0,50	0,46	0,41	0,37	0,51	0,55	0,42	0,43	0,39	0,39	0,41	0,45
Al ₂ O ₃	1,90	1,89	1,99	2,32	2,35	2,18	2,49	2,47	2,33	1,72	2,25	2,82
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,42	0,43	0,25	0,18	0,11	0,00	0,15	0,10	0,32	0,34
FeO*	9,58	7,07	7,04	6,21	8,95	7,71	7,76	7,58	5,60	7,26	5,87	5,93
MnO	0,26	0,23	0,15	0,00	0,32	0,00	0,09	0,12	0,20	0,19	0,30	0,14
MgO	17,55	17,88	17,79	17,20	17,46	17,85	17,03	17,22	17,92	18,20	17,79	17,02
CaO	16,58	18,66	19,40	19,56	17,42	18,82	18,68	19,44	19,96	18,11	20,01	19,58
Na ₂ O	0,27	0,13	0,27	0,33	0,15	0,21	0,30	0,15	0,27	0,15	0,20	0,21
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
	99,19	98,99	100,38	99,59	99,27	99,92	99,31	99,51	99,97	99,11	100,97	98,73
Si ⁴⁺	1,951	1,948	1,935	1,950	1,925	1,928	1,939	1,926	1,939	1,955	1,946	1,933
Ti ⁴⁺	0,014	0,013	0,011	0,010	0,014	0,015	0,012	0,012	0,011	0,011	0,011	0,013
Al ³⁺	0,083	0,082	0,086	0,100	0,103	0,095	0,109	0,108	0,100	0,075	0,096	0,123
Cr ³⁺	0,000	0,000	0,012	0,013	0,007	0,005	0,003	0,000	0,004	0,003	0,009	0,010
Fe ²⁺ *	0,297	0,219	0,215	0,190	0,278	0,237	0,240	0,234	0,171	0,224	0,177	0,183
Mn ²⁺	0,008	0,007	0,005	0,000	0,010	0,000	0,003	0,004	0,006	0,006	0,009	0,004
Mg ²⁺	0,971	0,986	0,970	0,940	0,967	0,978	0,938	0,949	0,975	1,001	0,959	0,939
Ca ²⁺	0,659	0,739	0,760	0,769	0,693	0,741	0,740	0,770	0,781	0,716	0,775	0,776
Na ⁺	0,020	0,009	0,019	0,023	0,011	0,015	0,021	0,011	0,019	0,011	0,014	0,015
K ⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
	4,003	4,003	4,013	3,995	4,008	4,014	4,005	4,014	4,008	4,002	3,996	3,996
Wo	34,06	37,90	38,98	40,47	35,58	37,89	38,53	39,35	40,40	36,77	40,36	40,79
En	50,16	50,53	49,73	49,51	49,63	49,99	48,84	49,48	50,44	51,42	49,93	49,34
Fs	15,78	11,57	11,28	10,02	14,78	12,12	12,63	12,16	9,16	11,81	9,71	9,87

TABLEAU 12. Suite.

Echant.	C 2-2						C 36-2					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO2	48,98	51,40	50,82	52,14	52,26	50,68	49,93	49,98	50,71	50,52	51,27	51,22
TiO2	1,20	0,95	0,94	0,80	0,73	0,92	0,82	0,86	0,72	0,79	0,57	0,70
Al2O3	3,66	2,94	3,46	2,28	2,38	3,53	5,42	4,97	5,28	4,98	4,26	3,86
Cr2O3	0,13	0,00	0,02	0,20	0,11	0,58	0,17	0,00	0,36	0,05	0,13	0,14
FeO*	9,39	9,98	9,39	8,48	8,91	9,39	7,28	7,92	5,54	8,72	7,06	7,58
MnO	0,32	0,17	0,31	0,18	0,18	0,20	0,25	0,31	0,00	0,35	0,14	0,11
MgO	15,55	15,62	16,23	16,78	16,77	16,57	16,87	16,18	16,30	16,39	16,87	15,81
CaO	18,53	17,66	18,35	18,24	18,64	17,69	18,53	19,69	21,15	18,21	20,11	20,67
Na2O	0,27	0,24	0,29	0,26	0,29	0,25	0,18	0,24	0,23	0,24	0,12	0,21
K2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,02
	99,03	98,97	99,81	99,37	100,26	99,82	99,47	100,14	100,32	100,24	100,56	100,33
Si4+	1,876	1,923	1,889	1,933	1,926	1,882	1,845	1,847	1,854	1,861	1,876	1,887
Ti4+	0,034	0,027	0,026	0,022	0,020	0,026	0,023	0,024	0,020	0,022	0,016	0,019
Al3+	0,162	0,130	0,152	0,100	0,103	0,155	0,236	0,217	0,228	0,216	0,184	0,168
Cr3+	0,004	0,000	0,001	0,006	0,003	0,017	0,005	0,000	0,011	0,001	0,004	0,004
Fe2+*	0,295	0,312	0,292	0,263	0,275	0,292	0,225	0,245	0,169	0,269	0,216	0,234
Mn2+	0,010	0,005	0,010	0,006	0,006	0,006	0,008	0,010	0,000	0,011	0,005	0,004
Mg2+	0,870	0,871	0,900	0,927	0,921	0,917	0,929	0,891	0,888	0,900	0,920	0,868
Ca2+	0,745	0,708	0,731	0,725	0,736	0,704	0,734	0,780	0,829	0,719	0,789	0,816
Na+	0,020	0,018	0,021	0,019	0,021	0,018	0,013	0,017	0,017	0,017	0,009	0,015
K+	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
	4,016	3,995	4,022	4,001	4,011	4,017	4,019	4,031	4,017	4,016	4,020	4,016
Wo	38,81	37,34	37,84	37,73	37,98	36,68	38,70	40,49	43,93	37,87	40,88	42,47
En	45,32	45,92	46,54	48,28	47,54	47,80	49,02	46,29	47,10	47,42	47,70	45,19
Fs	15,88	16,74	15,62	13,99	14,48	15,52	12,29	13,22	8,98	14,72	11,42	12,34

Echant.	C 41-8						C 20-1					
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO2	50,84	53,59	53,03	51,51	53,66	52,48	50,59	52,88	52,12	53,09	52,29	50,91
TiO2	1,15	0,41	0,48	0,83	0,43	0,75	1,21	0,29	0,35	0,47	0,38	0,49
Al2O3	3,81	1,57	1,50	3,58	1,69	3,66	4,43	1,93	2,65	2,30	2,24	4,22
Cr2O3	0,00	0,17	0,02	0,11	0,00	0,20	0,00	0,25	0,42	0,16	0,32	0,30
FeO*	9,69	8,10	9,58	7,90	9,45	7,20	8,57	5,22	5,57	6,10	6,03	6,58
MnO	0,44	0,06	0,29	0,28	0,06	0,00	0,19	0,07	0,11	0,17	0,00	0,24
MgO	15,81	19,26	19,28	17,18	19,41	16,86	16,85	18,65	17,23	16,84	17,12	17,07
CaO	17,91	16,86	15,33	17,42	15,25	18,93	17,96	19,38	20,13	20,27	19,98	18,48
Na2O	0,41	0,23	0,24	0,25	0,15	0,30	0,27	0,25	0,20	0,21	0,26	0,31
K2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
	100,05	100,25	99,75	99,08	100,11	100,41	100,08	98,92	98,78	99,62	98,63	98,60
Si4+	1,886	1,953	1,951	1,907	1,959	1,914	1,864	1,945	1,929	1,949	1,940	1,890
Ti4+	0,032	0,011	0,013	0,023	0,012	0,020	0,034	0,008	0,010	0,013	0,011	0,014
Al3+	0,166	0,067	0,065	0,156	0,073	0,157	0,192	0,084	0,116	0,099	0,098	0,185
Cr3+	0,000	0,005	0,001	0,003	0,000	0,006	0,000	0,007	0,012	0,005	0,009	0,009
Fe2+*	0,301	0,247	0,295	0,245	0,289	0,220	0,264	0,161	0,173	0,187	0,187	0,204
Mn2+	0,014	0,002	0,009	0,009	0,002	0,000	0,006	0,002	0,003	0,005	0,000	0,007
Mg2+	0,874	1,047	1,057	0,948	1,056	0,917	0,926	1,023	0,950	0,921	0,947	0,945
Ca2+	0,712	0,659	0,604	0,691	0,597	0,740	0,709	0,764	0,798	0,797	0,794	0,735
Na+	0,030	0,016	0,017	0,018	0,010	0,021	0,020	0,018	0,014	0,015	0,019	0,022
K+	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	4,015	4,007	4,012	4,001	3,998	3,997	4,015	4,012	4,005	3,991	4,005	4,011
Wo	37,45	33,70	30,75	36,51	30,71	39,43	37,22	39,18	41,47	41,71	41,19	38,87
En	46,01	53,56	53,79	50,10	54,36	48,87	48,60	52,47	49,38	48,21	49,12	49,94
Fs	16,54	12,73	15,46	13,38	14,94	11,70	14,18	8,35	9,14	10,09	9,70	11,19

Echant.	C 26-1b												C 46-4											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12												
SiO ₂	52,24	53,07	52,52	52,44	53,24	52,29	53,36	53,04	52,72	52,84	53,21	53,17												
TiO ₂	0,59	0,37	0,22	0,44	0,20	0,30	0,15	0,17	0,20	0,11	0,13	0,17												
Al ₂ O ₃	3,24	2,97	2,18	2,73	2,04	2,24	2,46	2,21	2,99	2,96	2,29	2,57												
Cr ₂ O ₃	0,55	2,24	0,00	0,15	0,06	0,18	1,37	1,16	0,43	0,96	0,88	0,57												
FeO*	7,60	6,91	6,53	5,79	6,49	6,50	3,63	3,36	3,61	3,34	3,44	4,37												
MnO	0,18	0,15	0,31	0,17	0,15	0,20	0,13	0,05	0,01	0,10	0,00	0,19												
MgO	16,61	17,27	17,05	17,00	17,13	17,04	18,49	18,61	18,42	18,29	18,55	17,50												
CaO	19,56	19,89	20,55	21,00	20,54	20,50	20,31	19,66	19,97	20,28	20,67	20,50												
Na ₂ O	0,22	0,15	0,13	0,13	0,20	0,17	0,24	0,25	0,16	0,20	0,16	0,04												
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00												
	100,43	100,13	99,49	99,85	100,05	99,43	100,14	98,52	98,50	99,07	99,33	99,08												
Si ⁴⁺	1,914	1,943	1,939	1,924	1,951	1,932	1,933	1,946	1,934	1,930	1,940	1,949												
Ti ⁴⁺	0,016	0,010	0,006	0,012	0,006	0,008	0,004	0,005	0,005	0,003	0,004	0,005												
Al ³⁺	0,140	0,097	0,095	0,118	0,088	0,098	0,105	0,096	0,129	0,128	0,099	0,111												
Cr ³⁺	0,005	0,003	0,000	0,004	0,002	0,005	0,039	0,034	0,012	0,028	0,025	0,017												
Fe ²⁺ *	0,233	0,212	0,202	0,178	0,199	0,201	0,110	0,103	0,111	0,102	0,105	0,134												
Mn ²⁺	0,006	0,005	0,010	0,005	0,005	0,006	0,004	0,002	0,000	0,003	0,000	0,002												
Mg ²⁺	0,907	0,942	0,938	0,930	0,935	0,939	0,998	1,018	1,007	0,996	1,008	0,956												
Ca ²⁺	0,768	0,780	0,813	0,826	0,806	0,812	0,788	0,773	0,785	0,794	0,808	0,805												
Na ⁺	0,016	0,011	0,010	0,009	0,014	0,012	0,017	0,018	0,011	0,014	0,011	0,003												
K ⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000												
	4,005	4,003	4,013	4,006	4,006	4,013	3,998	3,995	3,994	3,998	4,000	3,985												
Wo	40,13	40,24	41,42	42,60	41,46	41,46	41,47	40,78	41,23	41,88	42,05	42,34												
En	47,40	48,60	47,81	47,96	48,09	47,95	52,53	53,69	52,93	52,56	52,49	50,29												
Fs	12,46	11,16	10,77	9,44	10,45	10,59	6,00	5,53	5,84	5,55	5,46	7,36												
Echant.	C 46-5												C 45-1											
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24												
SiO ₂	53,50	54,39	53,08	53,64	53,38	54,34	52,96	53,51	54,31	52,04	52,52	52,59												
TiO ₂	0,30	0,11	0,18	0,12	0,23	0,12	0,18	0,17	0,20	0,18	0,17	0,20												
Al ₂ O ₃	2,23	1,87	2,41	2,04	1,75	1,72	2,37	2,32	2,31	3,20	3,02	3,15												
Cr ₂ O ₃	0,47	0,00	0,12	0,27	0,24	0,59	0,58	0,56	0,36	0,98	1,01	1,04												
FeO*	3,66	2,91	4,50	5,39	4,61	3,06	3,13	3,19	3,34	2,99	3,14	3,30												
MnO	0,29	0,00	0,16	0,12	0,15	0,00	0,01	0,10	0,19	0,01	0,19	0,23												
MgO	17,88	17,57	16,98	16,26	16,48	18,23	17,25	17,74	17,17	17,15	16,31	16,81												
CaO	22,40	23,20	21,28	21,16	22,68	21,57	22,23	22,40	21,85	21,93	22,02	21,98												
Na ₂ O	0,22	0,03	0,29	0,22	0,16	0,13	0,18	0,17	0,13	0,22	0,21	0,21												
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00												
	100,96	100,08	99,00	99,21	99,68	99,77	98,89	100,15	99,86	98,72	98,58	99,52												
Si ⁴⁺	1,932	1,969	1,952	1,973	1,959	1,969	1,945	1,941	1,969	1,916	1,936	1,923												
Ti ⁴⁺	0,008	0,003	0,005	0,003	0,006	0,003	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006												
Al ³⁺	0,095	0,080	0,104	0,089	0,076	0,073	0,103	0,099	0,099	0,139	0,131	0,136												
Cr ³⁺	0,014	0,000	0,004	0,008	0,007	0,017	0,017	0,016	0,010	0,029	0,029	0,030												
Fe ²⁺ *	0,111	0,088	0,139	0,166	0,142	0,093	0,096	0,097	0,101	0,092	0,097	0,101												
Mn ²⁺	0,009	0,000	0,005	0,004	0,005	0,000	0,000	0,003	0,006	0,000	0,006	0,007												
Mg ²⁺	0,963	0,948	0,931	0,891	0,901	0,985	0,944	0,959	0,928	0,941	0,896	0,917												
Ca ²⁺	0,867	0,900	0,839	0,834	0,892	0,838	0,875	0,870	0,849	0,865	0,870	0,861												
Na ⁺	0,015	0,002	0,021	0,016	0,012	0,009	0,013	0,012	0,009	0,015	0,015	0,015												
K ⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000												
	4,014	3,990	4,000	3,984	4,000	3,987	3,998	4,002	3,976	4,002	3,895	3,996												
Wo	44,48	46,48	43,84	44,02	45,98	43,74	45,66	45,12	45,05	45,56	46,55	45,67												
En	49,40	48,97	48,66	47,04	46,47	51,41	49,31	49,72	49,26	49,57	47,95	48,60												
Fs	6,12	4,55	7,50	8,94	7,54	4,85	5,03	5,16	5,69	4,88	5,50	5,73												

TABLEAU 12. Suite.

CARTE 1

